3 SIMULATION DES ECOULEMENTS SOUTERRAINS A PARTIR DE MODELES A COMPARTIMENTS

MICHAEL E. CAMPANA

Department of Earth and Planetary Sciences and Water Resources Program
University of New Mexico, Albuquerque, New Mexico 87131 USA

GLENN A. HARRINGTON

CSIRO Land and Water, Glen Osmond, SA 5064, Australia

LEVENT TEZCAN

Department of Hydrogeological Engineering
Hacettepe University, Ankara, Turkey

3.1 INTRODUCTION

Les modèles à compartiments ou à cellules de mélange ont été appliqués aux systèmes aquifères par un certain nombre d'opérateurs. A noter que les expressions "compartiment", "cellule" et "cellule de mélange " sont synonymes et utilisées de manière interchangeable dans cette publication. Le modèle à compartiments identifie le système aquifère à un réseau de cellules interconnectées ou de compartiments à travers lesquels l'eau et un ou plusieurs constituants dissous (traceurs) sont transportés. Dans une cellule donnée, un mélange parfait ou complet du traceur se produit, bien que quelques modèles assouplissent cette contrainte. Les flux d'eau et de traceur entre les cellules peuvent être calculés par:

1) utilisation d'un modèle de flux qui résout les équations différentielles partielles de l'écoulement souterrain

2) calibration avec les données de traçage observées

3) un algorithme de flux basé sur une théorie de réservoir linéaire ou non-linéaire, ou

4) des combinaisons des points précédents.

Dans le modèle chaque cellule représente une région du système hydrogéologique; les régions sont différenciées sur la base de leur uniformité hydrogéologique, de la disponibilité des données, du degré de résolution désiré, et des contraintes imposées par les solutions numériques.

Les modèles à compartiments ont été utilisés pour résoudre le problème inverse (estimations des conditions aux limites, des propriétés de l'aquifère et de la recharge) (Adar et Neuman 1986; 1988; Adar et al. 1988; Adar et Sorek 1989; 1990). D'autres applications ont cherché à déterminer les âges des eaux souterraines et les temps de résidence (Campana 1975; 1987; Campana et Simpson 1984; Campana et Mahin 1985; Kirk et Campana 1990), ou à analyser les données des traçages et à tracer la dynamique des eaux souterraines (Yurtsever et Payne 1978; 1985; 1986). D'autres opérateurs les ont utilisés comme modèles de transport (Van Ommen 1985; Rao et Hathaway 1989). Une approche récente innovante emploie un modèle à compartiment pour contraindre un modèle d'écoulement régional des eaux souterraines en différences finies (Harrington et al. 1999).

Les trois modèles à compartiments décrits ici, représentent différentes approches et niveaux de sophistication. Le premier, un modèle relativement simple proposé par Campana, est calibré à partir de la distribution spatiale du deutérium. Cette calibration fournit des évaluations des flux souterrains et des temps de résidence à l'intérieur d'un système aquifère régional. La seconde approche proposée par Harrington utilise un modèle à compartiments, calibré avec le ^{14}C, pour contraindre un modèle de flux régionaux en différences finies sur le bassin d'Otway dans le sud de l'Australie. A notre connaissance ceci représente une première. La dernière application, proposée par Levent Tezcan, est un modèle à cellules de mélange distribuées qui peut simuler le flux et le transport des eaux souterraines; il l'applique à un aquifère karstique sur la côte Méditerranéenne de la Turquie. Le modèle de Tezcan fonctionne aussi comme modèle de bassin versant, car il simule les écoulements de surface en plus des flux de sub-surface.

3.2 MODELE A COMPARTIMENT SIMPLE: THEORIE ET APPLICATION A UN SYSTEME REGIONAL D'ECOULEMENT SOUTERRAIN

3.2.1 THEORIE

Nous utilisons un modèle numérique à cellules de mélange ou à compartiments (Campana 1975; Simpson et Duckstein 1976) pour simuler l'écoulement dans un système de sub-surface. Le code a été appliqué à des systèmes de flux de sub-surface variés (Campana 1975; 1987; Campana et Simpson 1984; Campana et Mahin 1985; Kirk et Campana 1990; Campana et Byer 1996). Le modèle à compartiments assimile le système aquifère à un réseau de cellules ou de compartiments interconnectés à travers lesquels l'eau et un élément dissous (traceur) sont transportés. Chaque cellule dans le modèle représente une région du système hydrogéologique ; les régions sont différenciées par leur uniformité hydrogéologique, la disponibilité des données et le degré de résolution désiré. Les cellules peuvent être de taille

choisie et elles peuvent être arrangées en configuration uni, bi- ou tridimensionnelle. Le modèle peut être utilisé de manière indépendante ou couplé à un modèle d'écoulement.

Notre modèle à compartiments permet à l'utilisateur de spécifier les trajectoires des flux entre les cellules et le débit en provenance du système. Le débit peut aussi être calculé en employant la théorie du réservoir linéaire. Faire cela requiert une estimation initiale du système d'écoulement, telle qu'une série initiale de spécifications puisse être établie. Durant le processus de calibration, ces paramètres sont ajustés par le modélisateur afin d'obtenir la concordance entre les concentrations de traceurs observées et simulées. Nous employons, comme traceurs, les isotopes de l'environnement.

Les parties suivantes décrivent les équations qui commandent le flux d'eau et de traceur dans un réseau de cellules ou de compartiments.

3.2.1.1 BILAN DE MASSE DU TRACEUR

L'équation de base, appliquée à chaque cellule, ou compartiment, est (Simpson et Duckstein 1976):

$$S(N) = S(N-1)+[BRV(N)\times BRC(N)] - [BDV(N)\times BDC(N)] \quad \textbf{(3.1)}$$

où: S(N) = état de la cellule à l'itération N, la masse de traceur à l'intérieur de la cellule; BRV(N) = volume de recharge à la limite, le volume d'entrée d'eau à l'itération N; BRC(N) = concentration de recharge à la limite, concentration d'entrée du traceur; BDV(N) = volume de décharge à la limite, le volume de sortie de l'eau quittant le compartiment ou la cellule; et BDC(N) = concentration de vidange à la limite, la concentration de sortie du traceur.

Aux concentrations de traceur et aux volumes d'eau traversant les limites du modèle et entrant / sortant d'une cellule sur la périphérie du modèle sont adjoints le préfixe "système" ou "S". Ainsi, la recharge pénétrant une cellule à partir de l'extérieur des limites du modèle possède une concentration de traceur caractéristique SBRC (System Boundary Recharge Concentration) et un volume SBRV (System Boundary Recharge Volume). On procède de manière similaire pour la vidange du système (SBDC et SBDV).

L'équation de bilan massique, l'Eq.3.1, est appliquée successivement à chaque cellule durant une itération donnée; la vidange (BDV et BDC) d'une cellule "en amont" devient une recharge (BRV et BRC) pour une cellule "en aval". Le terme BDC(N) sur le côté droit de l'Eq.3.1 est le seul inconnu et peut être déterminé à partir d'une des deux règles de mélange : la cellule de mélange simple (SMC pour Simple Mixing Cell), qui simule un mélange parfait, ou la cellule de mélange modifiée (MMC pour Modified Mixing Cell), simulant des régimes entre un mélange parfait et un flux « piston ». Pour la SMC:

$$BDC(N) = [S(N-1) + BRV(N)*BRC(N)]/[VOL + BRV(N)] \quad \textbf{(3.2)}$$

Pour la MMC:

$$BDC(N) = S(N-1)/VOL \quad \textbf{(3.3)}$$

où: VOL = volume d'eau dans la cellule, à l'instar du volume total de la cellule, règle son humidité volumétrique (pour un flux non saturé) ou sa porosité efficace (pour un écoulement saturé). Notons que la MMC simule un flux piston pur quand BRV → VOL et un mélange parfait quand BRV → zéro. Bien qu'un flux piston pur à l'intérieur d'une cellule soit possible, un flux piston pur pour un ensemble de cellules n'est pas envisagé car un certain mélange se produit entre les cellules (Campana et Simpson 1984). La même règle de mélange doit être utilisée pour chaque cellule durant le fonctionnement d'un modèle donné. Dans le modèle décrit ici nous employons la règle MMC.

3.2.1.2 FLUX TRANSITOIRE

Les équations ci-dessus ne peuvent pas être prises en compte pour des modifications du stockage dans le système aquifère. Les modèles à compartiments précédents ont traité l'état transitoire (Yurtsever et Payne 1986). A la suite des opérateurs antérieurs (Campana 1975; Yurtsever et Payne 1986), nous simulons un flux transitoire en supposant que le flux de sortie d'un aquifère est proportionnel au stockage dans le réservoir (Dooge 1960; 1973):

$$S = KQ \qquad \textbf{(3.4)}$$

où: S = stockage au dessus d'un seuil, en dessous duquel le flux de sortie est zéro; K = temps de stockage du compartiment; et Q = volume du flux de sortie de l'élément. L'Eq.3.4 représente un élément conceptuel considéré comme un réservoir linéaire.

Dans le contexte du modèle à compartiments, l'Eq.3.4 pour un compartiment unique est:

$$VOL(N) = K*BDV(N) \qquad \textbf{(3.5)}$$

L'Eq.3.5 ne prend pas en compte la présence d'un seuil dans le compartiment, mais peut être adapté pour un tel cas en écrivant l'Eq.3.5:

$$VOL(N) - PHI = K*BDV(N) \qquad \textbf{(3.6)}$$

où PHI = volume seuil du compartiment, en dessous duquel sa décharge est considérée comme égale à zéro. Si VOL(N) est inférieur ou égal à PHI, alors BDV(N) est pris égale à zéro.

Si K est maintenu constant pour tout N, alors le système décrit par les équations ci- dessus est un système linéaire, constant dans le temps ; si K est une fonction du temps ou du nombre d'itération, i.e., K = K(N), alors le système est un système linéaire, constant dans le temps (Mandeville et O'Donnell 1973).

Si l'Eq.3.5 est réécrite pour l'itération N+1 et substituée dans l'Eq.3.7, une équation de conservation du volume pour un compartiment ou une cellule donnés:

$$VOL(N+1) = VOL(N) + BRV(N+1) - BDV(N+1) \qquad \textbf{(3.7)}$$

le résultat est

$$VOL(N+1) = VOL(N) + BRV(N+1) - [VOL(N+1)/K] \qquad \textbf{(3.8)}$$

qui se simplifie en:

$$VOL(N+1) = [K/K+1]\,[VOL(N) + BRV(N+1)] \qquad \textbf{(3.9)}$$

A l'itération N+1, toutes les quantités sur le côté droit de l'Eq.3.9 sont connues, donc VOL(N+1) peut être calculé. BDV(N+1) peut alors être calculé à partir de l'Eq.3.5.

3.2.1.3 CALCULS DES AGES

Pour le modèle à compartiments quand la recharge ne varie pas en fonction du temps, le calcul de l'âge moyen ou du temps de résidence moyen de l'eau dans un compartiment ou une cellule est relativement simple (Campana 1975; 1987).

Pour la SMC:

$$AGE = \left[\frac{VOL + BRV}{BRV} * DELT\right] + \sum_{i=1}^{k}\left[FBRV_i * AGEFBRV_i\right] \qquad \textbf{(3.10)}$$

où AGE = âge moyen de l'eau dans la cellule; DELT = temps réel entre les itérations; FBRVi = fraction de toute l'eau entrante dans la cellule (BRV) depuis la cellule i; AGEFBRVi = âge moyen de FBRVi; et k = nombre de cellules amont, qui apportent l'eau directement à la cellule.

Pour la MMC:

$$AGE = \left[\frac{VOL}{BRV} * DELT\right] + \sum_{i=1}^{k}\left[FBRV_i * AGEFBRV_i\right] \qquad \textbf{(3.11)}$$

La distribution des âges et la distribution cumulée des âges de chaque cellule peuvent être simulées par une impulsion - méthode de réponse (Campana 1987). L'âge moyen de l'eau dans chaque cellule peut être calculé par une injection instantanée de traceur à travers les entrées de SBRV pour chaque cellule, i.e., l'eau de recharge d'âge zéro. L'âge moyen est alors obtenu par:

$$\overline{A} = \frac{\sum_{i=1}^{N} iC(N)_i}{\sum_{i=1}^{N} C(N)_i} * DELT \qquad \textbf{(3.12)}$$

où: C = concentration du traceur dans la cellule; et $\overline{A}$ = âge moyen de l'eau dans la cellule, équivalent à AGE (équations 10 ou 11) sauf pour l'erreur de troncature associée à C. La distribution de l'âge $\overline{A}$ peut être obtenue à partir de C(N) car la concentration du traceur dans chaque cellule aux itérations (N) après l'injection est la mesure de la quantité fractionnaire de l'âge de l'eau (N*DELT) dans cette cellule. La distribution cumulative des âges peut être facilement obtenue à partir de la distribution de l'âge (Campana 1987).

Il y a des moments où le modèle à compartiments peut être utilisé sous des conditions de régime permanent (pour une cellule donné VOL = constant) mais la recharge au niveau du modèle peut varier, par exemple pour simuler des changements dans le régime hydrologique induits par des variations climatiques. Sous de telles conditions, les équations données plus haut ne peuvent pas être utilisées pour calculer les âges moyens. Des relations plus compliquées doivent être employées; dans un but de concision celles-ci ne seront pas données ici mais peuvent être trouvées dans Campana (sous presse).

Une copie du code et le manuel d'utilisation sont mis à disposition par l'auteur (aquadoc@unm.edu).

3.2.2 APPLICATION AU SYSTEME D'ECOULEMENT DU SITE TEST DU NEVADA

Le modèle à compartiments réalise principalement un bilan massique sur le système d'écoulement pour déterminer les flux, les âges des eaux souterraines et les temps de résidence; il faut pour cela un traceur. Un traceur idéal est un traceur qui se déplace à la vitesse de l'eau, facile à échantillonner et à détecter, chimiquement inerte une fois dans la zone saturée, et qui affiche une variabilité spatiale. Les isotopes stables ^{2}H (deutérium) et ^{18}O, partie intégrante de la molécule d'eau, se rapprochent le plus des traceurs idéaux. Nous présentons un modèle à compartiments des systèmes d'écoulements souterrains du site test du Nevada, sud-ouest des USA, calibré avec la distribution spatiale du deutérium.

3.2.2.1 INTRODUCTION

Quatre décades d'essais nucléaires ont permis d'initier de nombreuses études des systèmes aquifères sous le site test du Nevada (NTS pour Nevada Test Site) et à son voisinage, au sud-ouest des USA. La possible création d'un site de dépôt de déchets fortement nucléaires à Yucca Mountain, le long de la frontière occidentale du NTS a créé une impulsion nouvelle. La migration possible de radionucléide dans l'environnement immédiat est un problème; c'est pourquoi, la connaissance de la nature et de l'étendue du système aquifère du NTS, ci-dessous appelé NTSFS, est d'une importance primordiale. Nous utilisons le rapport $^{2}H/^{1}H$ (deutérium/hydrogène) de cet isotope stable pour calibrer un modèle à compartiments simple du système aquifère sous le NTS et à son voisinage. ^{2}H a l'avantage d'être stable et essentiellement conservatif une fois dans la zone saturée. Notre modèle est basé sur les précédents (Feeney et al. 1987; Sadler 1990), mais englobe une aire plus grande, fournit une meilleure information sur les temps de résidence de l'eau souterraine, et, beaucoup plus important, tente une simulation en régime transitoire en traitant chaque compartiment comme un réservoir linéaire.

3.2.2.2 HYDROGEOLOGIE

La zone d'étude se trouve entre 36 et 38 degrés de latitude nord et 115 et 117 degrés de longitude ouest et couvre 19 000 km^2 (Fig.3.1). Elle se situe dans la partie sud du Grand Bassin de la province physiographique Bassins et Chaînes, avec une topographie de chaînes de montagnes faillées sous forme de blocs d'orientation nord séparées par des bassins alluviaux. Les altitudes varient entre environ 3500 mètres (m) au dessus du niveau moyen de la mer dans les Spring Mountains et un niveau inférieur à celui de la mer dans la »Vallée de la Mort ».

Dans cette zone les précipitations, la température, et les familles végétales sont généralement fonction de l'altitude. Les précipitations annuelles moyennes augmentent en fonction de l'altitude, de moins de 8 cm dans la Vallée de la Mort et le Désert d'Amargosa à plus de 70 cm au niveau des sommets des « Spring Mountains ». Les taux d'évaporation annuels du bassin varient de 58 à plus de 71cm. Donc, le climat peut être aride au niveau des fonds de vallée alors qu'il est sub-humide à des altitudes plus élevées. La plupart des précipitations ont lieu durant l'hiver avec pour origine les fronts de l'océan Pacifique, mais d'autres se produisent durant l'été sous forme d'orages très intenses. Les hivers sont courts et doux, alors que les étés sont longs et chauds, excepté aux altitudes les plus hautes. A cause des conditions arides principalement, il n'existe pas de ruisseaux majeurs pérennes dans la zone d'étude sauf au niveau des drainages locaux issus des sources majeures.

L'eau souterraine est rechargée par les précipitations au niveau des altitudes les plus élevées dans le nord, l'est et le sud-est, ainsi que par l'infiltration des ruisseaux lors des rares écoulements. L'eau entre aussi dans le système par une alimentation de sub-surface venant du nord et de l'est. Généralement, les eaux souterraines s'écoulent du sud vers les zones de décharge dans la Vallée Oasis, « Ash Meadows », la Vallée de la mort et les rivages du Lac Franklin (sud du Désert d'Amargosa).

La géologie de la région est complexe et a été bien décrite (Winograd et Thordarson 1975). Onze unités hydrogéologiques ont été identifiées, entre le Précambrien et le Quaternaire; cinq de celles-ci sont des aquitards, six sont des aquifères. Parmi ces unités, deux des plus importantes sont l'aquitard clastique inférieur, contenant des quartzites et des schistes Précambrien à Cambrien, et l'aquifère carbonaté inférieur, composé de calcaires et de dolomies datées du Cambrien au Dévonien. La grande épaisseur de la première unité, un ensemble d'environ 3000 m, et son extension en font un élément majeur dans le contrôle de l'écoulement régional des eaux souterraines; la dernière (d'une épaisseur d'environ 4500 m) englobe la plupart de la zone d'étude et constitue le conduit majeur des flux régionaux souterrains dans la zone.

L'aquitard clastique supérieur et l'aquifère carbonaté supérieur sont respectivement semblables à l'aquitard clastique inférieur et à l'aquifère carbonaté inférieur, mais sont moins importants du fait de leur plus faibles épaisseurs et d'une extension plus limitée. On peut noter d'autres unités hydrogéologiques significatives comme les aquifères des bassins de

remplissage, importants dans le Désert d'Amargosa, et les aquifères ainsi que les aquitards constitués par des roches volcaniques variées (tufs Tertiaires et les lithologies associées), épaisses de plus de 4000 m dans le secteur ouest de la zone d'étude.

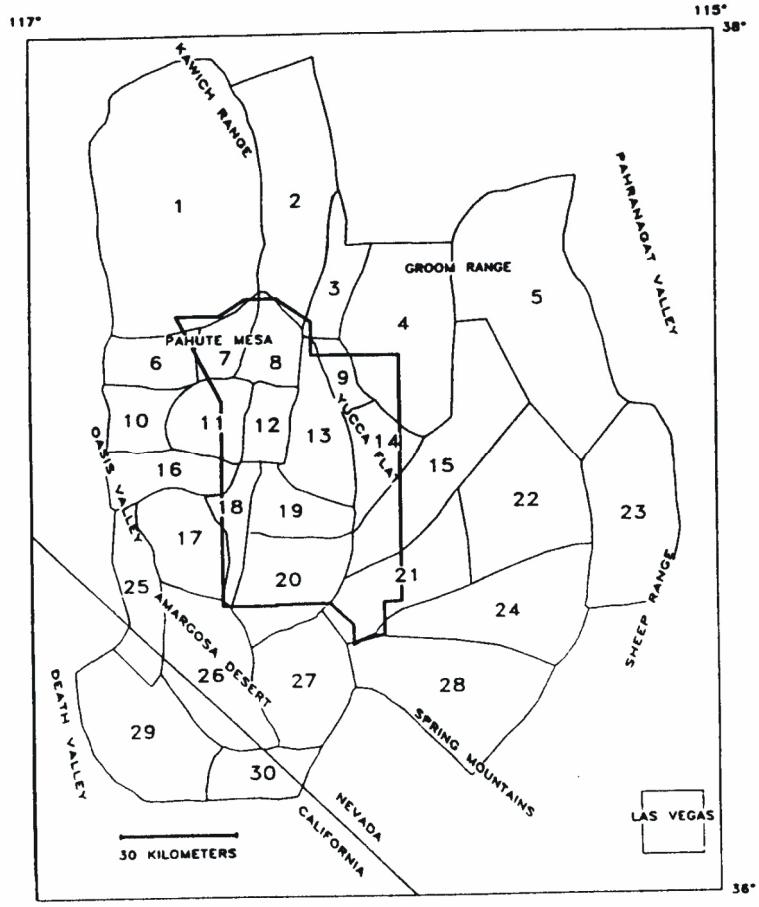

Fig.3.1 Zone d'étude et maillage du modèle, sur le Site Test du Nevada indiqué par des lignes plus épaisses.

La géologie structurale de la zone a joué un rôle majeur dans le façonnement de l'hydrogéologie de la région. Les plissements et les failles en compression du Mésozoïque et du Tertiaire ont déformé de manière significative les roches Précambriennes et Paléozoïques; les blocs séparés par des failles normales, au Tertiaire, ont formé des bassins classiques et une topographie linéaire. Ces mêmes contraintes sont responsables de la fracturation des roches carbonatées susmentionnées, produisant un aquifère régional très transmissif. Les bassins intra-montagneux se sont remplis de sédiments issus des chaînes de montagnes environnantes, produisant dans de nombreux cas un système d'écoulement à deux niveaux caractéristique de la région: un système superficiel développé dans le bassin surmontant un système régional plus profond dans des carbonates et d'autres roches. Dans certains cas, des systèmes d'écoulement perchés existent dans les matériaux du bassin. Des flux descendants existent entre les aquifères des bassins et les aquitards de tufs, et les roches carbonatées, et des communications souterraines se produisent entre les bassins (Winograd et Thordarson 1975).

Le système aquifère NTS n'est pas un système régional isolé mais un parmi plusieurs systèmes de ce type dans les roches carbonatées de la province du Nevada, de l'Utah et des états adjacents (Mifflin et Hess 1979; Burbey et Prudic 1991; Plume 1996).

3.2.2.3 DEVELOPPEMENT DU MODELE ET CALIBRATION

Deux jeux de valeurs de δ^2H (versus le standard VSMOW; défini dans le Volume I) ont été utilisés: des valeurs "locales" issues des sources de hautes altitudes et des puits superficiels avec des signatures de -90 à –102‰, représentant l'eau de recharge; et des valeurs "régionales" issues de grandes sources à faibles altitudes et de puits profonds avec des signatures de -98 à –117‰, représentant le système d'écoulement souterrain. Ces dernières ont été utilisées dans la calibration du modèle et, avec l'hydrogéologie (e.g., l'hydro stratigraphie, la structure), utilisées pour subdiviser le système d'écoulement en 30 compartiments ou cellules (Fig.3.1). La différence entre les valeurs régionales et locales de δD peut être expliquée par des apports de sub-surface relativement appauvris venant des latitudes plus élevées et peut être liés à des régimes climatiques du passé, qui entrent dans la zone étudiée et s'enrichissent progressivement le long des lignes de courant par apport d'eau rechargée localement. L'évolution globale des valeurs de δ^2H régionales correspond à un enrichissement graduel du nord vers le sud avec les teneurs les plus appauvries au nord ouest et les plus enrichies au sud-ouest. Quelques valeurs δ^2H de la recharge ont été estimées à partir des valeurs de δ^2H des précipitations. Les données complètes se trouvent dans Sadler (1990).

Les estimations initiales du SBRV (à la fois la recharge et l'apport de sub-surface) ont reposé sur les données antérieures (Rush 1970; Walker et Eakin 1963; Malmberg et Eakin 1962). Les estimations initiales de la recharge ont été utilisées comme points de départ et références durant la calibration.

Les écoulements entrant dans le modèle sont exprimés en pourcentage de décharge totale de chaque cellule vers chacune de ses cellules réceptrices ou hors des limites du modèle. Les valeurs du flux initial entrant sont basées sur les publications susmentionnées, et sur l'hydrogéologie de la zone. La décharge totale d'une cellule a été calculée avec l'Eq.3.5.

Le paramètre VOL est égal au volume d'eau active dans une cellule. Les surfaces des cellules ont été mesurées avec un planimètre sur une carte d'échelle 1:250 000. Une porosité efficace de 2% a été utilisée pour l'aquifère carbonaté, représentant la valeur moyenne de 25 échantillons d'après Winograd et Thordarson (1975). La porosité efficace de 5% mesurée pour l'aquifère de tufs compacts a été choisie pour les strates volcaniques sur la base de l'observation que la majorité de l'écoulement s'effectue à travers ces tufs; les porosités plus élevées des tufs peu agglomérés n'ont pas été utilisées. Une porosité efficace de 4% a été assignée à l'aquitard clastique supérieur (cellules 13 et 19), correspondant aux valeurs moyennes de 22 échantillons.

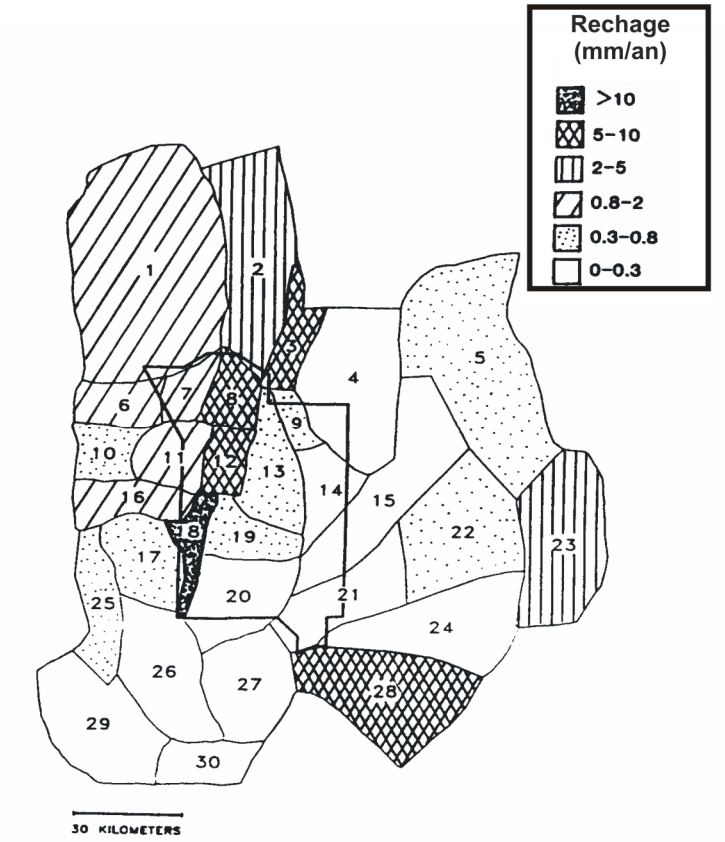

Fig. 3.2. Taux de recharge en mm/an

L'aquifère du bassin de remplissage se caractérise par des sédiments peu classés et une porosité efficace de 15% lui a été assignée.

Le modèle a utilisé un intervalle d'itération de 100-ans et l'option MMC (Modified Mixing Cell). Pour simuler la modification du climat on augmente la recharge du modèle de 50% et on diminue δ^2H de 5‰ pour la période de 23 000 à 10 000 ans BP (White et Chuma 1987).

La calibration du modèle a été réalisée en ajustant le SBRV et les valeurs du flux intercellulaire jusqu'à ce que la différence entre les valeurs δ^2H observées et simulées se situent entre ±1‰, l'erreur analytique pour ^2H.

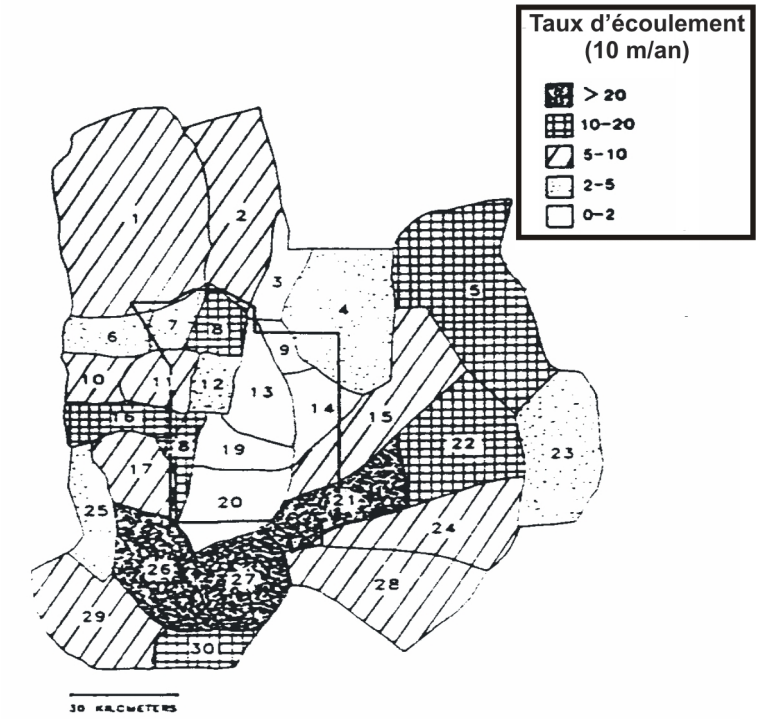

Fig.3.3 Taux d'écoulement volumétrique en 10^6 m^3 par an.

3.2.2.4 RESULTATS ET DISCUSSION

La distribution zonale de la recharge annuelle moyenne est indiquée sur la Fig.3.2. En général, des taux de recharge plus élevés s'observent dans la zone nord du modèle et des taux plus faibles au sud; cependant, des zones quasi-isolées, ne suivant pas cette tendance, possèdent les taux de recharge les plus élevés à l'intérieur de l'aire du modèle. Les zones de forte recharge sur la Fig.3.2 correspondent aux zones où les valeurs de δ^2H sont relativement enrichies: Pahute Mesa est (cellule 8); Stockade Wash (cellule 12); Fortymile Canyon/Wash (cellule 18); les Spring Mountains (cellule 28); et la Sheep Range (cellule 23).

Le taux d'écoulement total à travers le système atteint 58.9 x 106 m^3a^{-1}. La répartition générale des taux d'écoulement moyens est indiquée sur la Fig.3.3. Les écoulements les plus faibles correspondent aux cellules qui sont dominées par la présence d'un aquitard (cellules 13 et 19), aux cellules immédiatement à l'aval d'un aquitard (cellules 9, 14, 20, et 25), et une cellule qui correspond à une zone de recharge modérée (cellule 3). On considère que les cellules 3, 13, 19, et 20 séparent les sous bassins Alkali Flat-Furnace Creek et Ash Meadows. Les écoulement les plus forts correspondent à une zone de dépression piézométrique majeure dans l'aquifère carbonaté immédiatement à l'amont (cellule 21) de la zone Ash Meadows (Winograd et Pearson 1976), à la terminaison du sous bassin Ash Meadows (cellule 27), et au rétrécissement et la terminaison du sous bassin de Alkali Flat-Furnace Creek (cellules 26 et 30).

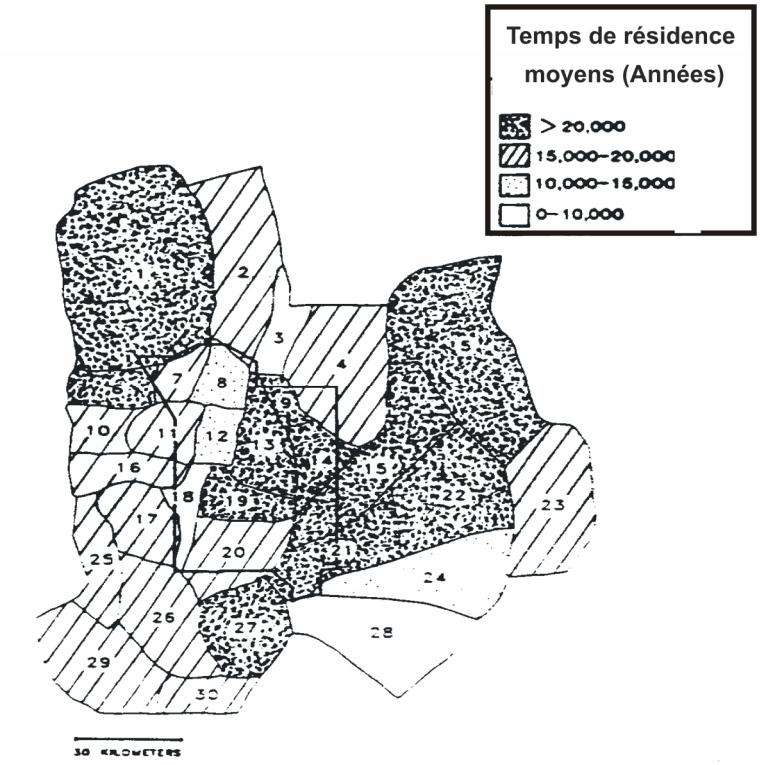

Fig 3.4 Temps de résidence moyens de l'eau souterraine en années.

D'autres modèles régionaux de ce secteur (Rice 1984; Waddell 1982) suggèrent la possibilité, mais cela n'a pas été simulé, d'un apport de sub-surface en provenance des zones nord et nord-ouest. Ainsi, pour ces premiers modèles, tout l'écoulement est constitué par l'eau rechargée localement et non par une combinaison d'eaux rechargées localement et issues de l'écoulement souterrain comme dans le modèle actuel. Notre modèle indique qu'une quantité substantielle (40%, ou 23.6 x 10^6 m^3a^{-1}) de l'écoulement total moyen qui traverse le système est issu de l'apport de sub-surface.

Les temps de résidence moyens sont indiqués sur la Fig.3.4. Les valeurs les plus jeunes se trouvent dans les cellules avec une forte recharge par rapport à l'écoulement de sub-surface venant des cellules amont (cellule 3, 18, et 28). Les cellules 8 et 12 possèdent des eaux relativement jeunes en raison de leur fort taux de recharge, alors que la cellule 24 reçoit ses eaux relativement jeunes des cellules 28 et 23. Les plus vieux temps de résidence se trouvent dans les cellules de l'aquitard clastique supérieur (cellules 13 et 19), à l'aval des aquitards (cellules 9, 14, et 15) et dans les zone où la plupart de l'écoulement provient directement ou indirectement de l'écoulement souterrain (cellules 5, 15, 21, 22, 27, 1, et 6). Une décroissance des temps moyens de résidence le long des lignes d'écoulement se produit dans certaines zones et est causée par des quantités relativement importantes de recharge dans le sens de l'écoulement. Les moyennes représentent toute l'eau dans une cellule donnée et peuvent inclure un mélange d'eaux vraiment jeunes rechargées localement et d'eaux réellement anciennes issues des cellules situées à l'amont.

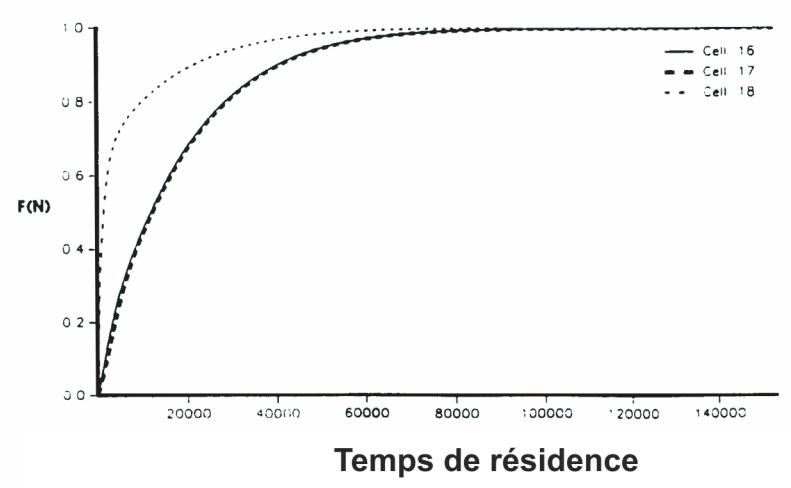

Fig.3.5 Distribution cumulative des temps de résidence de l'eau souterraine F(N) pour les cellules 16 (Oasis Valley/Beatty Wash), 17 (Crater Flat), et 18 (Fortymile Canyon/Wash).

Les distributions des temps de résidence (RTDs Residence Time Distributions) fournissent plus d'information sur les eaux des cellules que simplement les valeurs médianes ou moyennes (Campana 1987). Les RTDs cumulatives pour six régions sont présentées sur les Figs.3.5 et 3.6. La Fig.3.5 montre les RTDs [F(N)] pour les cellules 16 (Oasis Valley/Beatty Wash), 17 (Crater Flat) et 18 (Fortymile Canyon/Wash); La Fig.3.6 indique F(N) pour les cellules 28 (nord-ouest des Spring Mountains), 29 (le Ranch de Furnace Creek, région de Death Valley) et 30 (les rives de Franklin Lake et les alentours).

Fortymile Canyon/Wash possède le plus fort taux de recharge réparti sur la surface (29.4 mm/an) et le deuxième taux d'écoulement volumétrique après les Spring Mountains. La plupart des eaux souterraines sous cette région est vraiment jeune -- 60% de l'eau a moins de mille ans. Cette observation contraste avec les deux autres régions de la Fig.3.6 – Oasis Valley et Crater Flat – où 60% des eaux sont au moins vieilles de 15 000 ans. Ces deux zones sont des aires de recharge mineure; en effet, Oasis Valley est surtout une zone de vidange.

La Fig.3.6 indique les RTDs cumulatives d'une des zones de recharge majeure (Spring Mountains – cellule 28) et de deux autres zones de décharge majeures (Furnace Creek Ranch – cellule 29; et Franklin Lake playa – cellule 30). Ces deux dernières cellules, possèdent en outre, les eaux souterraines les plus anciennes. A noter que même si la cellule 30 est située plus à l'aval que la cellule 17 (Crater Flat) sa F(N) est légèrement déplacée sur la gauche par rapport à celle de Crater Flat, indiquant des eaux un peu plus jeunes. Ce désaccord apparent s'explique facilement en observant que la plaine de Franklin Lake reçoit une eau relativement jeune (via d'autres cellules) à partir de Spring Mountains et Fortymile Canyon/Wash.

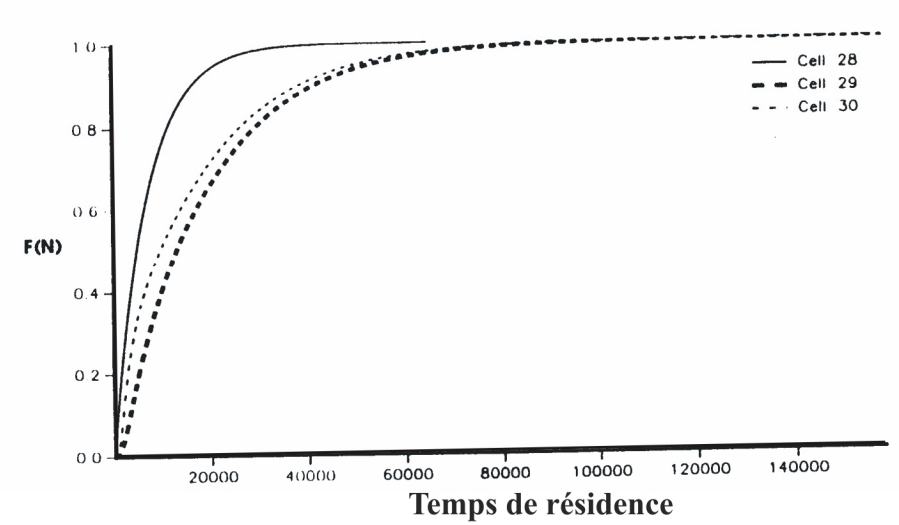

Fig.3.6 Distribution **c**umulative des temps de résidence de l'eau souterraine F(N) pour les cellules 28 (nord ouest Spring Mountains), 29 (Furnace Creek Ranch area), et 30 (Franklin Lake playa).

3.2.2.5 REMARQUES DE CONCLUSION

Nous avons employé un modèle à cellules de mélange calibré avec le deutérium afin de simuler le flux régional des eaux souterraines sur une surface approximativement de 19 000 km^2 dans le sud Nevada-Californie, USA. Ce modèle consiste en un réseau de 30 compartiments tracés à partir de l'interprétation des caractéristiques hydrogéologiques générales de la zone et des données deutérium d'approximativement 300 sites.

Le modèle montre la contribution significative de l'apport de sub-surface –40% du flux total moyen traversant le système– au système aquifère régional NTS. Ce flux entre par le nord et l'est. Vers l'Est, l'apport de sub-surface provient indubitablement du système aquifère régional de White River. Des travaux précédents (Winograd et Friedman 1972) ont estimé qu'environ 7.4×106 m^3a^{-1} s'écoulaient de Pahranagat Valley (une partie du système de flux de White River et juste à l'est de la cellule 5) vers le système NTS; un modèle antérieur à compartiments (Kirk et Campana 1990) a montré que 5.4×106 m^3a^{-1} provenaient de Pahranagat Valley sous forme d'écoulement souterrain. Nous estimons ces écoulements compris entre 11.1×106 m^3a^{-1} et 16.8×106 m^3a^{-1}.

Les zones de forte recharge à l'intérieur des limites du système sont les zones de Fortymile Canyon/Wash-Stockade Wash, de Spring Mountains, de Sheep Range, et de Pahute Mesa. La recharge participe à 60% du flux moyen traversant le système.

Le modèle fournit une information détaillée sur les temps de résidence de l'eau souterraine. La position d'une région le long des axes d'écoulement n'est pas nécessairement corrélée avec

le temps de résidence moyen, dans la mesure où la recharge peut masquer les effets des apports anciens.

3.3 MODELES D'ECOULEMENT REGIONAL SOUTERRAIN CONTRAINTS PAR LES ISOTOPES DE L'ENVIRONMENT ET APPROCHE A CELLULES DE MELANGE COMPARTIMENTES

3.3.1 INTRODUCTION

Les modèles numériques d'écoulement souterrain tels que MODFLOW (McDonald et Harbauch 1988) sont souvent utilisés pour interpréter les niveaux statiques et les propriétés physiques (e. g., porosité, perméabilité) de systèmes aquifères régionaux. Une fois calibré, ces modèles peuvent fournir une information quantitative importante sur la recharge, les flux latéraux et les transferts entre aquifères. Toutefois, une calibration convenable des modèles régionaux nécessite généralement un niveau de paramétrisation spatiale supérieur à celui possible à partir des données de terrain disponibles. En conséquence, beaucoup de paramètres doivent être estimés, réduisant ainsi la fiabilité du modèle calibré final.

Les avantages des techniques utilisant les traceurs environnementaux pour les investigations hydrogéologiques sont bien connus. Par exemple, la composition en isotopes stables ($^{2}H/^{1}H$ et $^{18}O/^{16}O$) des molécules d'eau est souvent employée pour identifier la paléo-recharge dans les aquifères en comparant les compositions de l'eau souterraine avec celles de l'eau de pluie actuelle (Edmunds et Wright 1979; Clark et al. 1987; Fontes et al. 1991). Les isotopes radioactifs tels que ^{14}C et ^{36}Cl sont communément employés pour déduire les temps de résidence moyen de l'eau souterraine dans les aquifères régionaux (Mazor et al. 1974; Love et al. 1994; Bentley et al. 1986). Néanmoins, les données des traceurs environnementaux sont en général uniquement utilisées de manière qualitative ou semi-quantitative. En conséquence, il est nécessaire de développer et d'appliquer les techniques d'interprétation des données de traçage en même temps que les données hydrogéologiques afin de fournir une information plus quantitative sur les processus des eaux souterraines tels que les apports latéraux et les pertes.

L'approche à compartiments ou cellules de mélange (CMC) est une des manières les plus simples d'analyser simultanément les données des traceurs environnementaux, hydrauliques et hydrogéologiques. Utilisée par de nombreux auteurs depuis plus de trois décades (Campana et Simpson 1984; Yurtsever et Payne 1978; 1985; 1986; Harrington et al. 1999; Simpson et Duckstein 1976; Allison et Hughes 1975; Przewlocki et Yurtsever 1974; Yurstever et Buapeng 1991; Yurtsever et al. 1986), l'approche CMC utilise les équations linéaires de bilan de masse pour simuler le transport de traceurs conservatifs ou radioactifs dans un système aquifère. Les estimations quantitatives de processus physiques tels que les apports latéraux et

les communications entre les aquifères sont déterminées en modifiant les flux entre les cellules du modèle, jusqu'à ce que les concentrations en traceurs simulées soient égales à celles observées sur le terrain.

Dans la partie suivante, nous présentons une nouvelle approche pour interpréter quantitativement les données de traceurs environnementaux et contraindre les modèles de flux d'eaux souterraines régionaux. Alors que les précédents modèles CMC nécessitaient que les flux entre les cellules du modèle soient modifiés manuellement, l'approche adoptée ici est d'utiliser le modèle de flux d'eaux souterraines MODFLOW de la U.S.Geological Survey (McDonald et Harbauch 1988) pour obtenir des flux inter-cellulaires et des hauteurs pièzométriques. De plus amples détails du développement et de l'application du modèle sont présentés dans Harrington et al. (1999).

3.3.2 EQUATIONS DE BASE

L'approche CMC est basée sur l'hypothèse que chaque compartiment ou cellule de mélange d'un modèle est le siège d'un mélange complet entre les apports d'eau et la masse du traceur (e.g., via la recharge ou des apports latéraux) au-delà d'un pas de temps choisi. Cette hypothèse peut être justifiée si la taille des cellules individuelles et les pas de temps sont judicieusement choisis. Si on suppose également que les apports volumétriques au cours d'un pas de temps sont négligeables comparés au volume de la cellule de mélange, et que les modifications des flux de traceur à l'intérieur de chaque cellule sont linéaires au cours des pas de temps, alors l'équation suivante peut être utilisée pour déterminer la concentration du traceur dans une cellule après un certains temps, t (Harrington et al. 1999):

$$c = c^0 + c^1 t + c^2 t^2 \qquad \textbf{(3.13)}$$

avec:

c la concentration du traceur dans la cellule "homogénéisée", $[ML^{-3}]$

c^0 la concentration initiale de la cellule à t=0, $[ML^{-3}]$

$$c^1 = \frac{\sum_{i=1}^{n} Q_i^0 (c_i^0 - c^0) - \lambda V^0 c^0}{V^0}, \quad [ML^{-3}T^{-1}]$$

n le nombre d'apports à la cellule

c_i^0 les concentrations des apports à la cellule à t=0, $[ML^{-3}]$

Q_i^0 les débits des apports à la cellule à t=0, $[L^3T^{-1}]$

λ la constante de désintégration du traceur, $[T^{-1}]$

V^0 le volume de la cellule à t=0, $[L^3]$

$$c^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n} Q_i^0 (c_i^1 - c^1) + \sum_{i=1}^{n} Q_i^1 (c_i^0 - c^0) - \lambda(V^1 c^0 + V^0 c^1) - V^1 c^1}{V^0} \quad [ML^{-3}T^{-2}]$$

c_i^1 les modifications des concentrations de l'apport par unité de temps, $[ML^{-3}T^{-1}]$

Q_i^1 les modifications des flux d'entrée par unité de temps, $[L^3T^{-2}]$

V^1 la modification du volume de la cellule par unité de temps, $[L^3T^{-1}]$

L'Eq.3.13 permet de déterminer la concentration de chaque cellule de mélange interconnectée dans un domaine du modèle, sous des conditions d'écoulement transitoire et/ou sous des concentrations d'entrée variables du traceur. Ceci est particulièrement utile pour modéliser les systèmes aquifères régionaux dans lesquels le gradient hydraulique a changé au cours d'une longue période de temps (e.g., 103 - 105 ans).

3.3.3 GRANDES LIGNES DU MODELE, DONNEES D'ENTREE ET PROCEDURE DE CALIBRATION

Le modèle CMC décrit par l'Eq.3.13 a été directement relié à MODFLOW, un modèle d'écoulement en différences finies développé par l'U.S.Geological Survey (McDonald et Harbauch 1988). Le domaine du modèle et la configuration des cellules des éléments de MODFLOW et du CMC pour une application particulière doivent être la même pour faciliter leur liaison. Au départ, les données hydrogéologiques, telles que les valeurs mesurées ou estimées de la porosité et de la perméabilité de l'aquifère, sont précisées dans MODFLOW, avec les taux de recharge, les conditions aux limites et le choix du pas de temps. MODFLOW est alors exécuté pour fournir à la fois les niveaux statiques et les flux intercellulaires (horizontaux et verticaux) pour chaque cellule du modèle de l'aquifère.

La concentration initiale d'un traceur (chimique ou isotopique) dans chaque cellule, et sa concentration dans l'eau de recharge qui entre dans chaque cellule (à chaque pas de temps), sont spécifiées dans un fichier d'entrée pour le modèle CMC. Le modèle CMC est alors exécuté afin d'obtenir une distribution des concentrations du traceur à travers le système aquifère en utilisant les flux et les niveaux obtenus par MODFLOW.

Le modèle combiné est calibré en utilisant une procédure itérative qui modifie les paramètres hydrogéologiques d'entrée estimés pour MODFLOW jusqu'à obtenir des niveaux et des concentrations simulés équivalents aux distributions observées. On obtient finalement un modèle d'écoulement régional calibré des eaux souterraines à partir duquel des estimations quantitatives de processus tels que les écoulements latéraux et les transferts verticaux peuvent être obtenues avec une fiabilité meilleure que si on n'avait pas utilisé les données des traceurs de l'environnement.

3.3.4 APPLICATION AU BASSIN D'OTWAY, AUSTRALIE DU SUD

L'approche combinée, traceurs de l'environnement / hydrodynamique présentée ci-dessus a été appliquée avec succès au bassin d'Otway dans le sud Australien (Fig.3.7) pour quantifier le mélange entre deux aquifères régionaux d'âge Tertiaire: l'aquifère calcaire libre de Gambier et l'aquifère sableux confiné de Dilwyn (Harrington et al. 1999). La connaissance du transfert de l'aquifère de Gambier vers l'aquifère de Dilwyn sous jacents est nécessaire pour déterminer l'exploitation durable de la ressource en eau souterraine relativement douce (< 1000 mg/L) de Dilwyn.

Les aquifères libre de Gambier et captif de Dilwyn sont en contact avec la mer au sud-ouest. En conséquence, le régime d'écoulement dans chaque aquifère a varié au cours des 30 000 dernières années (et au delà) en raison des variations eustatiques du niveau de la mer (Love et al. 1994). Le transfert potentiel entre les deux aquifères se produit lorsque les gradients de charge relatifs favorisent des mouvements vers le haut ou vers le bas. A l'est de la différence de charge nulle (ZHD Zero Head Difference, Fig.3.7), le niveau piézométrique de la nappe libre est plus élevé que celui de l'aquifère confiné. En conséquence, un transfert vers le bas peut potentiellement avoir lieu dans cette zone (recharge de l'aquifère confiné). Réciproquement, le transfert vers le haut peut potentiellement avoir lieu à l'ouest de la ZHD (vidange de l'aquifère confiné). Parce que les variations eustatiques du niveau de la mer ont modifié la distribution des charges hydrauliques à l'intérieur des systèmes aquifères par le passé, la position de la ZHD, et ainsi l'étendue et la localisation des zones de recharge et de vidange potentielles, ont également évolué.

Le domaine du modèle, sélectionné pour l'application de l'approche hydraulique/traceur, correspondait à une tranche bi-dimensionelle le long d'un transect (A-A', Fig.3.7) orienté perpendiculairement aux courbes piézométriques à la fois pour les aquifères libre et captif. Ce plan a été divisé en 30 colonnes, chacune de 8660 m de longueur et de largeur (Fig.3.8). Le radiocarbone (^{14}C) a été choisi comme traceur car il possède une période (~ 5730 ans) qui permet de tracer les processus hydrologiques sur des échelles de temps adaptées à la période de simulation (27 000 ans). Au cours de cette période, l'altitude et la localisation de la condition aux limites ouest sont modifiées pour tenir compte des changements eustatiques du niveau de la mer. La concentration en ^{14}C de l'eau de recharge a également été modifiée pendant la période de simulation.

Au départ, les simulations MODFLOW ont été réalisées jusqu'à ce que les niveaux modélisés s'ajustent sur ceux observés (Fig.3.9a). Les écoulements intercellulaires et les niveaux piézométriques calibrés du modèle MODFLOW ont alors été utilisés comme données d'entrée pour le modèle CMC afin de simuler la distribution observée des concentrations en radiocarbone dans l'aquifère confiné de Dilwyn. En considérant le graphique de la Fig.3.9b, il est clair que le modèle MODFLOW calibré ne prenait pas assez en compte le transfert d'eau relativement riche en ^{14}C de l'aquifère libre vers l'aquifère captif. En conséquence, le modèle MODFLOW a du être recalibré en utilisant la procédure itérative indiquée plus haut. Cela a

été effectué en augmentant la perméabilité verticale de l'aquitard régional, qui sépare les deux aquifères, et en modifiant les perméabilités horizontales de ces deux aquifères. Les flux et les charges donnés par le modèle MODFLOW final calibré (Fig.3.9c) ont fournit un bien meilleur ajustement entre la distribution ^{14}C observée et celle obtenue par le modèle CMC (Fig.3.9d).

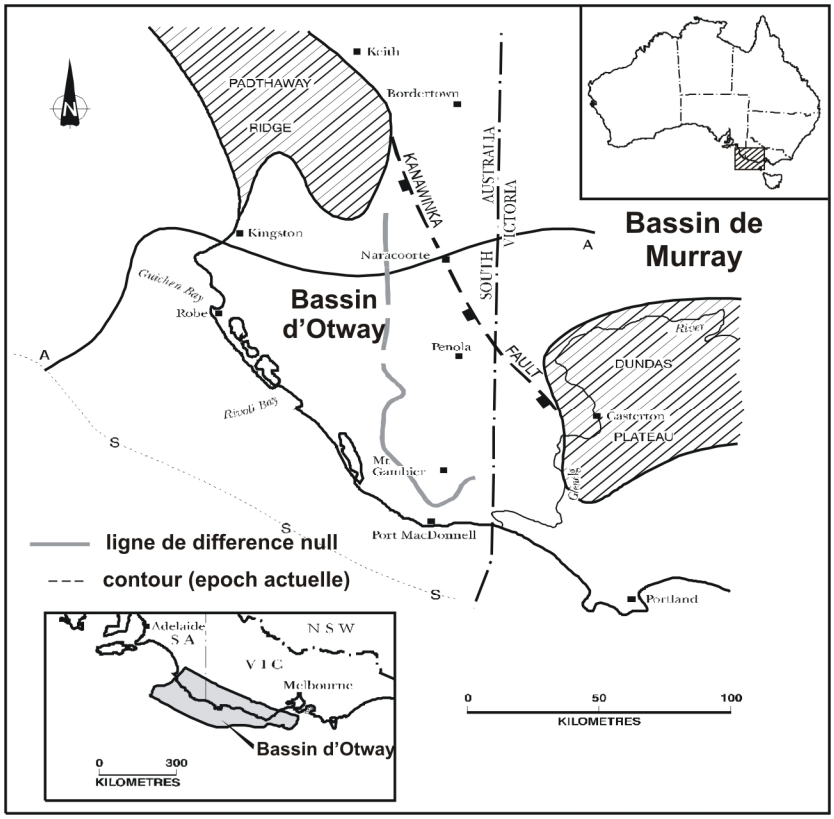

Fig.3.7 Localisation du transect A-A', Bassin d'Otway, Australie du sud.

Bien que le pic de concentration en ^{14}C n'ait pas été modélisé de façon exacte, nous avons considéré plus important de modéliser la forme de la distribution observée du ^{14}C que d'avoir les valeurs absolues. En effet, les concentrations observées sont celles de la partie supérieure de l'aquifère captif et ne représentent donc pas la concentration "moyenne" de toute l'épaisseur de l'aquifère, comme celles calculées dans le modèle CMC. Si on compare les deux, la seule zone où le modèle est incapable de donner une concordance idéale avec les données radiocarbone observées est celle correspondant aux cellules situées au delà du ZHD actuel (à 116 kilomètres de A) vers la côte. Pour expliquer ceci on peut considérer que nous avons utilisé dans notre modèle, pour le système aquifère captif de Dilwyn, des valeurs de perméabilité plus élevées que dans la réalité. Ceci se traduit par des taux d'écoulement modélisés plus importants et donc par des concentrations de radiocarbone modélisées qui décroissent moins rapidement. Un travail antérieur (Love 1992) a suggéré que le système captif recevait peut être par un phénomène de drainance ascendante des eaux relativement plus anciennes issues d'un aquifère sous-jacent du Crétacé, dans la zone proche de la côte.

Ceci se traduirait par des activités ^{14}C mesurées plus faibles que celles modélisées, comme cela a été observé.

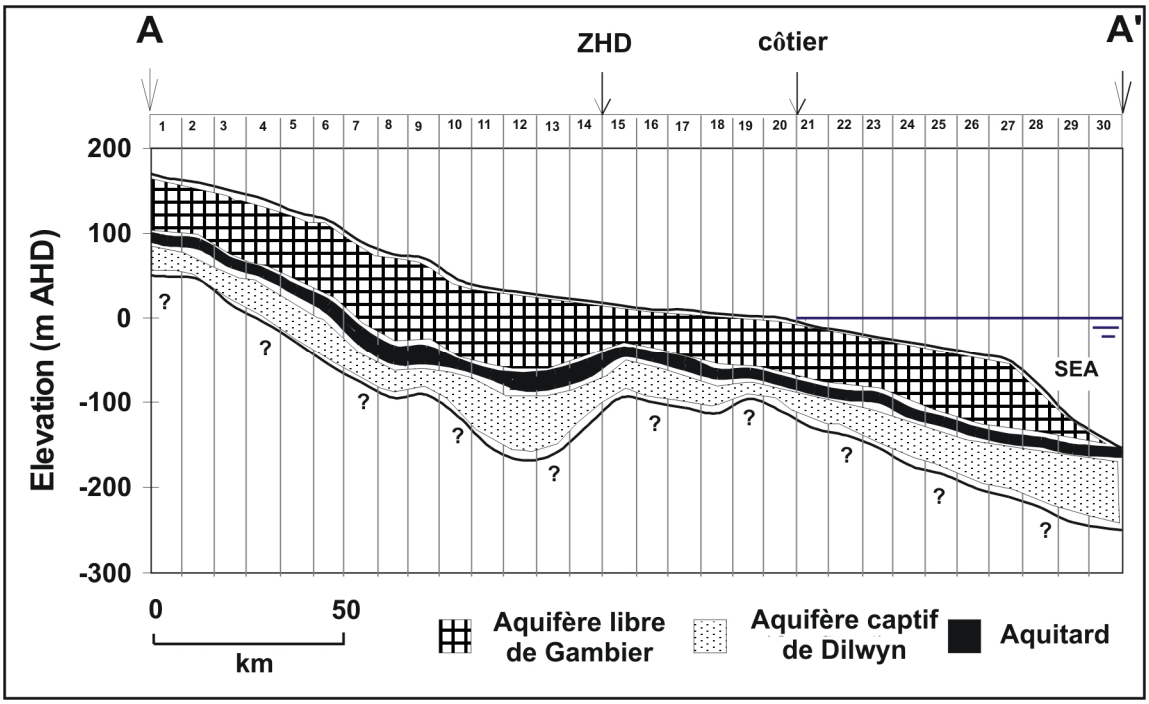

Fig.3.8 Coupe hydrogéologique le long du transect A-A', Bassin d'Otway. Le transect a été divisé en 30 cellules de longueur et de largeur égales à 8660 m pour les deux modèles MODFLOW et CMC.

L'utilisation de l'approche combinée hydraulique/ traceur de l'environnement dans le bassin d'Otway a permis de faire des estimations sensiblement différentes des perméabilités utilisées au début et à la fin des calages de MODFLOW, particulièrement en ce qui concerne la perméabilité verticale entre les aquifères (Fig.3.10). Les taux d'écoulement souterrain et de mélange entre les aquifères, obtenus à partir du modèle final sont en conséquence plus réalistes que ceux calculés à partir du modèle initial. Par exemple, la drainance de l'aquifère libre de Gambier vers l'aquifère captif de Dilwyn était estimée inférieure à 1 mm/a le long du transect A-A' avec le modèle initial, alors qu'avec le modèle final, l'ordre de grandeur de la drainance se situait entre 2 et 9 mm/a. Les dernières estimations des taux de drainance sont voisines (1 mm/a) des estimations initiales pour les zones situées vers le ZHD, où les différences de charge, et par conséquent la possibilité de drainance entre les aquifères, doivent être plus faibles (Love et al. 1996).

Une des difficultés majeures rencontrées lorsque le modèle CMC a été appliqué en mode transitoire sur 27 000 ans, était le manque d'information concernant les fonctions d'entrée du traceur. Le ^{14}C a été considéré comme le traceur le plus adapté pour les applications à l'échelle régionale car ses variations de concentration dans l'atmosphère ont probablement été plus globales que pour la plupart des autres traceurs environnementaux.

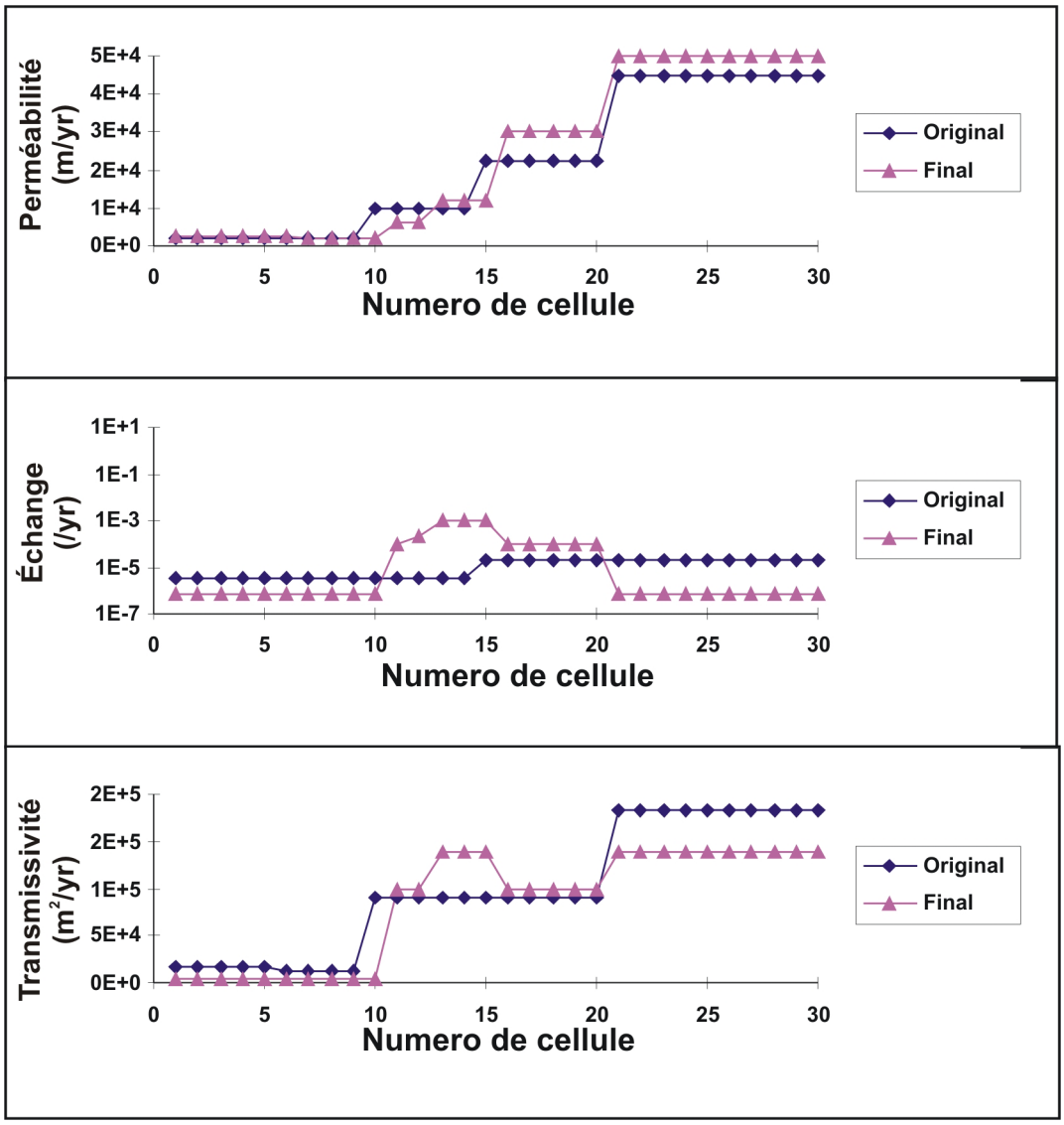

Fig.3.9 Valeurs initiales et finales des paramètres d'entrée utilisés pour modéliser les niveaux statiques observés dans le système aquifère du Bassin d'Otway. Les valeurs de perméabilité se rapportent à l'aquifère libre de Gambier; les valeurs de drainance (Kv/épaisseur) se rapportent à l'aquitard régional; et les valeurs de transmissivité se rapportent à l'aquifère captif de Dilwyn.

3.4 MODELE A CELLULES DE MELANGE POUR LA SIMULATION DU TRANSPORT DES ISOTOPES DE L'ENVIRONNEMENT

3.4.1 INTRODUCTION

La méthode des cellules de mélange est la solution la plus simple pour l'équation de transport par advection. La méthode est basée sur la discrétisation du domaine d'écoulement en un nombre fini de cellules (compartiments) (Fig.3.11) dans lesquels un mélange parfait du traceur se fait pendant des intervalles de temps discrétisés.

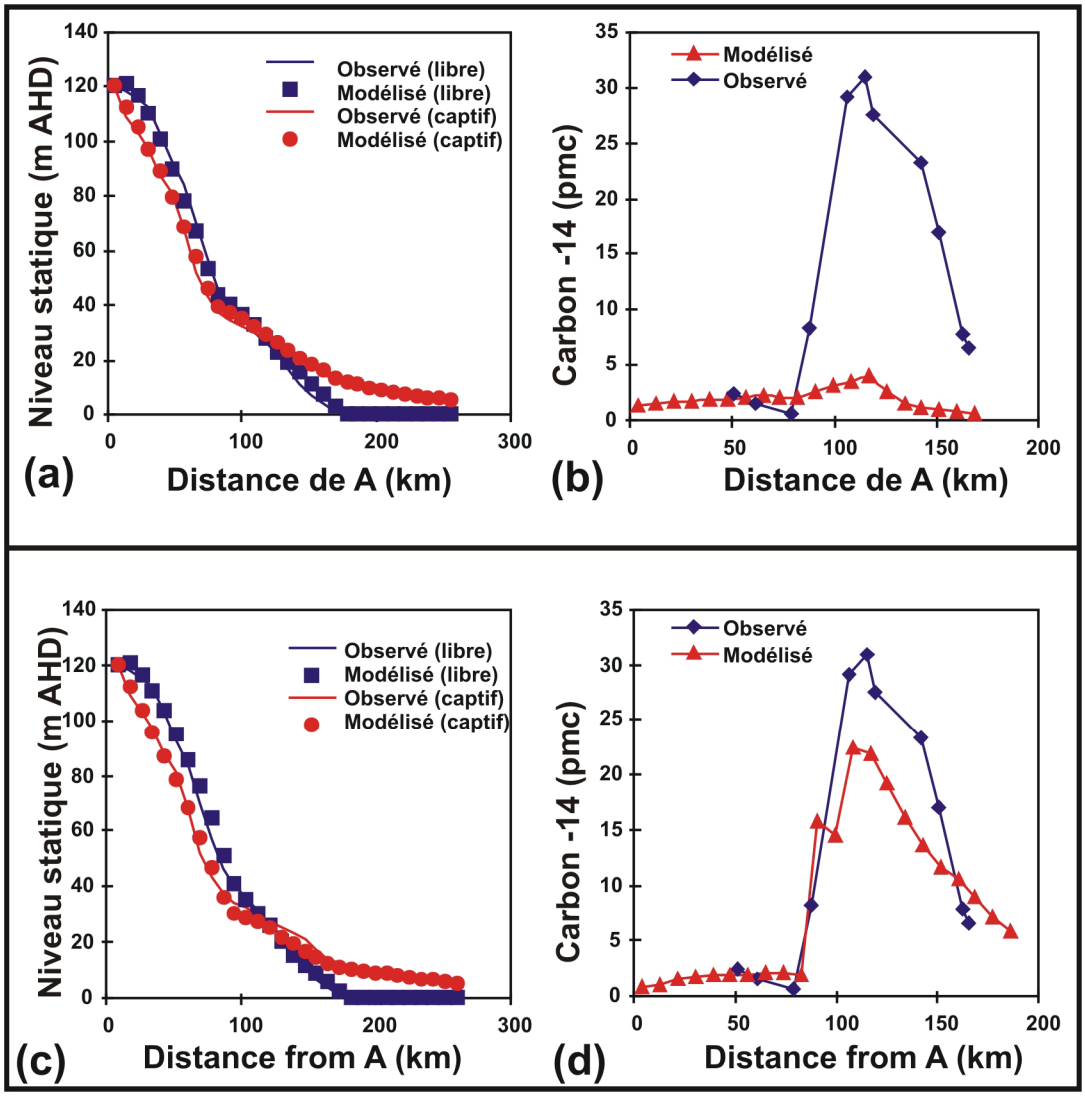

Fig.3.10 (a, b) Niveaux statiques et distribution du radiocarbone observés et modélisés pour l'aquifère captif de Dilwyn en utilisant le modèle initial MODFLOW. (c, d) Niveaux statiques et distribution du radiocarbone observées et modélisés pour l'aquifère captif de Dilwyn en utilisant le modèle final MODFLOW.

Dans des conditions de mélange total pour chaque cellule, les équations récursives pour chaque traceur et pour un intervalle de temps Δt peuvent être représentées par:

Masse de traceur (t) = Masse de traceur (t-Δt) + Flux de masse entrant(t) - Flux de masse sortant (t)

L'équation ci-dessus représente la masse du traceur à chaque pas de temps en fonction des flux de masse entrant et sortant. Cette méthode a été largement utilisée pour simuler le transport d'isotopes et de substances chimiques réactives (Campana et Mahin 1985; Yurtsever et Payne 1978; Van Ommen 1985; Simpson et Duckstein 1976).

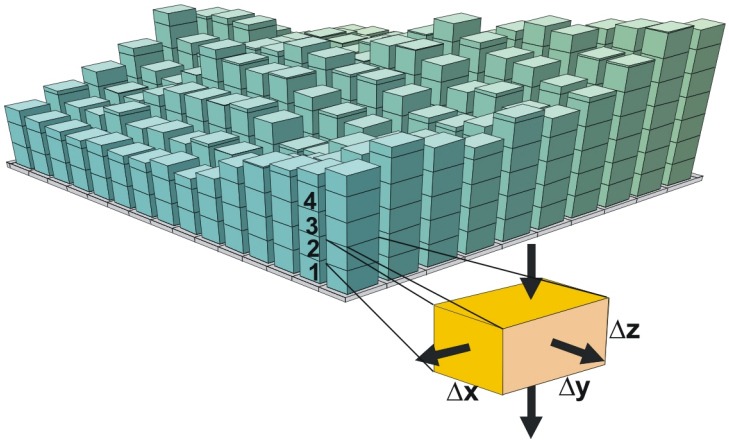

Fig.3.11 Représentation du système hydrogéologique par des cellules volumétriques interconnectées.

L'équation partielle différentielle représentant le transport par advection (en négligeant la dispersion, la diffusion, l'adsorption, les réactions et les dégradations) peut être exprimée par:

$$n\frac{\partial C}{\partial t} = -\left(\frac{\partial(q_x C_x)}{\partial x} + \frac{\partial(q_y C_y)}{\partial y} + \frac{\partial(q_z C_z)}{\partial z}\right) \qquad \textbf{(3.14)}$$

où C est la concentration du soluté (M/L^3), t le temps (T), n la porosité efficace, et q le débit spécifique dans la direction des x,y,z croissant(L/T). L'apport et la sortie peuvent aussi être intégrés dans l'équation. La solution de cette équation partielle différentielle à trois dimensions (3-D) peut être obtenue par de nombreux modèles numériques basés sur les méthodes Eulérienne ou Lagrangienne. Avec l'approche Eulérienne l'équation de transport est résolue avec un maillage fixé comme pour les méthodes en différences finies (DF) et éléments finis (EF). La taille du maillage et les pas de temps doivent être suffisamment petits afin d'éviter la dispersion numérique et les oscillations. Avec la méthode Lagrangienne l'équation est résolue soit avec un maillage variable soit avec des coordonnées variables dans un maillage fixe avec un repérage des particules. Cette méthode n'est pas affectée par la dispersion numérique.

Dans un domaine d'écoulement continu, l'algorithme de la cellule de mélange est une approximation, en différences finies rétrogrades, implicite ou explicite, du terme représentant l'advection dans l'équation de transport de masse (Bajracharya et Bary 1994). L'équation 1-D de transport de masse par advection peut être exprimée par:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{q_x}{n}\frac{\partial C}{\partial x} \qquad \textbf{(3.15)}$$

où C=C(x,t) est la concentration et (qx/n) la vitesse moyenne des eaux souterraines. Le terme de cette équation représentant l'advection peut être approché par la formule en différence finie suivante:

$$C_i^{t+\Delta t} = C_i^t + \frac{q_x \Delta t}{n\Delta x}\left(C_{i-1}^t - C_i^t\right) \qquad \textbf{(3.16)}$$

où ($qx\Delta t/n\Delta x$) est le nombre de Courant qui devrait être inférieur à 1 pour rendre compte de la stabilité de la solution en différence finie. Cette formule fournit une solution identique à la solution analytique de l'équation de transport de masse par advection (Van Ommen 1995).

L'Eq 3.14, pour chaque cellule dite (i,j,k), peut être approchée par les valeurs des concentrations au niveau de la limite des cellules adjacentes par:

$$\begin{aligned} n\frac{C_{i,j,k}^{t+\Delta t} - C_{i,j,k}^t}{\Delta t} = &-\frac{q_{i,j+1/2,k}C_{i,j+1/2,k} - q_{i,j-1/2,k}C_{i,j-1/2,k}}{\Delta x_j} \\ &-\frac{q_{i+1/2,j,k}C_{i+1/2,j,k} - q_{i-1/2,j,k}C_{i-1/2,j,k}}{\Delta y_i} \\ &-\frac{q_{i,j,k+1/2}C_{i,j,k+1/2} - q_{i,j,k-1/2}C_{i,j,k-1/2}}{\Delta z_k} \end{aligned} \qquad \textbf{(3.17)}$$

où Δx_j, Δy_i, Δz_k sont les dimensions des cellules, et j+1/2, i+1/2, et k+1/2 indiquent les interfaces des cellules perpendiculaires aux directions x, y, z (Fig.3.12). La concentration à l'interface de la cellule entre deux noeuds voisins suivant une direction particulière est considérée égale à la concentration au niveau du nœud amont suivant la même direction (Bear 1979; Zheng et Bennett 1995). Cette approche est appelée le système amont pondéré et fournit des solutions non affectées par l'oscillation:

$$C_{i,j-1/2,k} = \begin{cases} C_{i,j-1,k} & \text{if } q_{i,j-1/2,k} > 0 \\ C_{i,j,k} & \text{if } q_{i,j-1/2,k} < 0 \end{cases} \qquad \textbf{(3.18)}$$

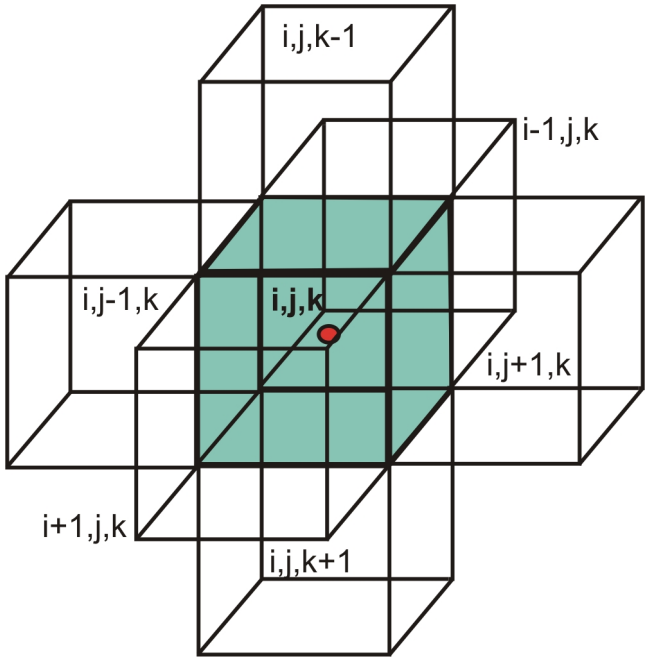

Fig.3.12 Une cellule (i,j,k) et les indices des cellules adjacentes

L'équation 3.17 représente l'équation 3-D récursive pour chaque cellule du domaine d'écoulement en prenant en compte la masse de traceur dans la cellule et les flux de masse entrant et sortant. Puisque l'algorithme de la cellule de mélange est une approximation, en différences finies aval implicite ou explicite, du terme représentant l'advection dans l'équation de transport de masse, l'équation 3.17 peut être considérée comme une forme explicite si les termes représentant la concentration, du côté droit de l'équation, représentent le début du pas de temps (t) ou comme une forme implicite si ces termes représentent la fin du pas de temps ($t+\Delta t$). La forme explicite de l'équation peut être résolue directement pour $C(t+\Delta t)i,j,k$. La forme implicite nécessite les solutions simultanées de l'équation pour tous les nœuds et fait intervenir une résolution matricielle.

La solution de l'équation 3.17 implique de connaître les débits spécifiques entrant et sortant entre la cellule i,j,k et les cellules environnantes. Lors des premières applications de la méthode des cellules de mélange au transport isotopique, l'écoulement était supposé permanent, de telle sorte que les taux d'écoulement entrant et sortant étaient égaux et qu'il n'y avait pas de variations de volume d'eau dans la cellule (Simpson et Duckstein 1976). Pour des régimes d'écoulement non permanent, des modèles numériques d'écoulement souterrain tel que MODFLOW (McDonald et Harbauch 1988) peuvent calculer les taux d'écoulement cellule par cellule.

Les modèles d'écoulement souterrain nécessitent généralement une représentation continue du domaine d'écoulement en ce qui concerne les paramètres hydrauliques (K,T,S). Dans certains cas, il est difficile d'obtenir tous les paramètres nécessaires aux modèles numériques hydrogéologiques. De plus, dans un système aquifère karstique, de tels modèles ne peuvent

pas être utilisés à cause de la discontinuité du système d'écoulement. Dans de tels cas les termes représentant l'écoulement peuvent être calculés par la technique de l'écoulement orienté, basée sur la théorie du réservoir linéaire (Tezcan, in press).

Cette technique utilise l'équation de bilan hydrologique du réservoir. Chaque cellule du modèle représente un réservoir linéaire ou non dans lequel la relation entre l'emmagasinement (S) et le débit sortant (Q) est donnée par:

$$S = KQ^n \qquad \textbf{(3.19)}$$

où K et n représentent les constantes pour le processus physique. Le bilan hydrologique ou la conservation de masse au cours d'un intervalle de temps Δt peuvent être exprimés pour chaque cellule par:

Apport Total – Sortie Totale = Changement de stock

ou: $$R(t) - Q(t) = \frac{dS}{dt} \qquad \textbf{(3.20)}$$

Cette relation peut être réajustée pour un entrant (R) dans le réservoir linéaire (n=1) en continuité:

$$K + \frac{dQ}{dt} = R \qquad \textbf{(3.21)}$$

L'écoulement entre les cellules est alors exprimé par l'équation suivante:

$$Q_t = e^{\frac{-\Delta T}{K}} Q_{t-\Delta t} + \left[1 - \frac{K}{\Delta T}\left(1 - e^{\frac{-\Delta T}{K}}\right)\right] R_t + \left[\frac{K}{\Delta T}\left(1 - e^{\frac{-\Delta T}{K}}\right) - e^{\frac{-\Delta T}{K}}\right] R_{t-\Delta t} \qquad \textbf{(3.22)}$$

L'équation 3.22 est la forme discrète de l'équation de l'écoulement orienté représentant l'écoulement sortant (Q_t) du réservoir au temps t en fonction de l'écoulement sortant précédent (Q_{t-Dt}), les taux de recharge actuel (R_t), et précédent (R_{t-Dt}) (Fig.3.13). Le paramètre K est la constante d'emmagasinement qui a la dimension d'un temps. En l'absence de recharge, l'équation devient l'expression (bien connue) de Maillet relative aux courbes de tarissement.

3.4.2 MODÈLE D'ÉCOULEMENT A CELLULES DE MELANGE ET DYNAMİQUE DE TRANSPORT DANS LES SYSTÈMES AQUİFÈRES KARSTİQUES

On développe un modèle conceptuel distribué pour analyser les écoulements souterrains et la dynamique du transport dans les systèmes aquifères karstiques à grande échelle, en utilisant l'approche à cellules de mélange et l'apport des analyses de terrain. Le modèle est développé pour des systèmes aquifères pour lesquels la connaissance des caractéristiques d'écoulement et de transport est limitée. Le système aquifère est discrétisé en un nombre fini de cellules en trois dimensions, et le processus de transport est simulé par l'approche à cellules de mélange

tandis que les processus d'écoulement de surface et de subsurface sont simulés par écoulement orienté. Les caractéristiques particulières comme la distribution de la recharge, les propriétés capacitives et conductrices du milieu karstique sont prises en compte dans la dynamique de l'écoulement.

Les modèles d'écoulement souterrain sont généralement utilisés pour la prévision des conséquences d'une action donnée sur le système d'écoulement. Dans les cas complexes, les modèles peuvent être utilisés comme des outils d'explication fournissant des informations et des interprétations supplémentaires sur la zone d'écoulement, ce qui est particulièrement important pour les terrains karstiques où la connaissance des systèmes d'écoulement et de transport est limitée.

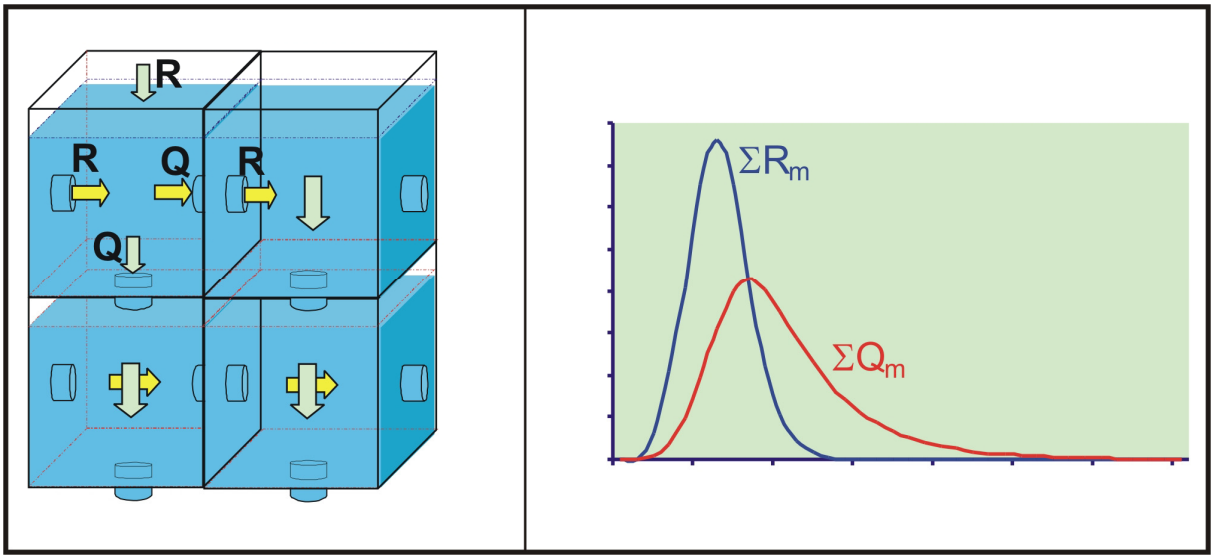

Fig.3.13 Transmission de la recharge à la vidange à travers des réservoirs interconnectés.

L'organisation complexe du réservoir et la distribution hétérogène de la recharge ne facilitent pas la compréhension du schéma d'écoulement souterrain dans les aquifères karstiques. Les modèles d'écoulement souterrain développés pour les aquifères à grains, basés sur la loi de Darcy, ne sont pas applicables aux aquifères karstiques, où les eaux souterraines se déplacent généralement dans des conduits, et où la vitesse est plus grande qu'à travers les systèmes meubles. La discontinuité du réservoir limite la représentation du système d'écoulement par les équations différentielles qui sont basées sur l'approche de continuité et de volume élémentaire représentatif.

Le modèle développé dans cette étude constitue une première tentative d'identification du système d'écoulement souterrain du karst à partir d'un modèle hydrologique à paramètres distribués issus des observations de terrain et couplé avec l'approche à cellules de mélange en ce qui concerne le transport des isotopes de l'environnement. Ce modèle d'écoulement distribué et de transport prend en compte les variations spatiales des paramètres dans les trois

dimensions et est appliqué au système aquifère fortement karstifié du Beydaglari, sur la côte méditerranéenne de la Turquie (Tezcan, in press).

3.4.2.1 CADRE PHYSIQUE DU MODELE

Le système hydrogéologique est simulé comme s'il était constitué de plusieurs systèmes réservoirs interconnectés. Le système d'écoulement est discrétisé en cellules volumétriques ($\Delta V = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z$) représentées dans un système de coordonnées à trois dimensions et toutes les variables et les paramètres qui caractérisent l'écoulement et le transport à l'intérieur de la cellule sont définis par les fonctions 3-D du système de coordonnées géographiques (topographique). L'espacement du maillage est le même dans le plan x-y, alors que l'épaisseur des couches peut varier et être déterminée par l'utilisateur pour chaque couche au début de la simulation. Ensuite le nombre des couches est calculé pour chaque maillage suivant la côte topographique. Une couche supplémentaire peut être placée au niveau de la limite inférieure du système pour représenter un stockage inactif, les débits sous-marins, ou l'infiltration profonde.

On attribue à chaque cellule un code type ("GéoCode") qui représente les propriétés hydrogéologiques de la cellule, à partir de la lithologie (Fig.3.14). Ce code prend une valeur négative pour les unités imperméables (inactives), une valeur nulle pour les cellules à charge constante comme la mer, et une valeur positive pour les unités perméables (actives). Il n'y a pas d'infiltration ou de circulation souterraine dans les cellules codées négativement; à la place, des écoulements de surface se produisent en fonction de la pente et de l'aspect du terrain dans ces cellules. Le "GéoCode" est une matrice en 3-D qui est considérée pour chaque couche comme un entrant dans le modèle. La disparition plus en profondeur de la lithologie qui affleure peut être estimée en considérant la profondeur de la cellule/couche ainsi que l'épaisseur, le pendage et la reconnaissance géologique.

Les caractéristiques structurales (failles, plis, et linéaments) sont définies par leurs directions. Les directions sont limitées à huit: Nord, Nord-Est, Est, Sud-Est, Sud, Sud-Ouest, Ouest, et Nord-Ouest. On attribue aux cellules le code ("StrCode") pour les caractéristiques structurales. Si aucun événement structural ne concerne la cellule, le code "StrCode" de la cellule a une valeur nulle. Les valeurs du code "StrCode" vont de 1 à 8 (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW) ce qui représente les directions d'écoulement liées à la structure.

La localisation des exutoires et des sources est exprimée par des codes similaires ("SnkCode" et "SprCode"). On attribue la valeur 1 aux cellules comportant un exutoire/source, tandis que toutes les autres ont une valeur nulle.

La pente du terrain constitue la pente de chaque intersection de maille à la surface et est notée en degré, de -90 (descente verticale) à 90 (montée verticale).

-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7
-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7
-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	1
-8	-8	-8	-8	-8	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	1
-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	1	1
-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	1	1	1
-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	1	1	1	1	1
-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	-7	-7	-7	-7	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	-7	-7	-7
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	-7	-7	-7	-7
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	-7	-7	-7	-7	-7
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	-7	-7	-7	-7	-7
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	-7	-7	-7	-7	-7
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	-7	-7	-7	-7	-7
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	-7	-7	-7	-7	-7

Fig.3.14 Discrétisation des cellules actives (+) et inactives (-) par "Géocode".

Pour un point particulier de la surface, la pente terrain correspond à la ligne de plus grande pente, montant ou descendant, au niveau de ce point, de sorte que la direction du gradient à la surface puisse changer.

La représentation du terrain correspond à la direction de la ligne de plus grande pente à chaque noeud du maillage. C'est la direction que prendrait l'écoulement ou l'angle qui est parfaitement perpendiculaire avec les lignes délimitant la surface. Les valeurs qui caractérisent la forme du terrain sont calculées en azimut, avec 0 degré indiquant le Nord, et 90 degrés l'Est. Dans le cas du calcul de l'écoulement de surface, la direction est exprimée suivant l'une des huit directions principales: N (337.5º – 22.5º), NE (22.5º – 67.5º), E (67.5º – 112.5º), SE (112.5º – 157.5º), S (157.5º – 202.5º), SO (202.5º – 247.5º), O (247.5º – 292.5º), et NO (292.5º – 337.5º).

3.4.2.2 MODELE HYDROLOGIQUE

Le modèle est conçu pour simuler les circulations de l'eau de surface et de l'eau souterraine dans le milieu karstique. Comme nous l'avons dit précédemment le terrain est décrit sous les angles topographique, géologique, et morphologique. Le système hydrologique est défini en fonction des épisodes de recharge, de stockage, et de vidange. Le modèle prend en compte les précipitations et l'évaporation, l'infiltration, les écoulements de surface, la rétention de surface, la percolation, l'emmagasinement de l'eau souterraine, et les processus d'écoulement. Le bilan hydrologique est établi pour chaque cellule à chaque pas de temps en considérant la recharge due aux précipitations, l'infiltration, la percolation, l'évapotranspiration, l'écoulement de surface, la rétention de surface, et l'écoulement souterrain. Dans le modèle, le pas de temps sélectionné est le jour, mais d'autres pas de temps plus courts sont aussi possibles. La structure générale du modèle d'écoulement est représentée sur la figure 3.15.

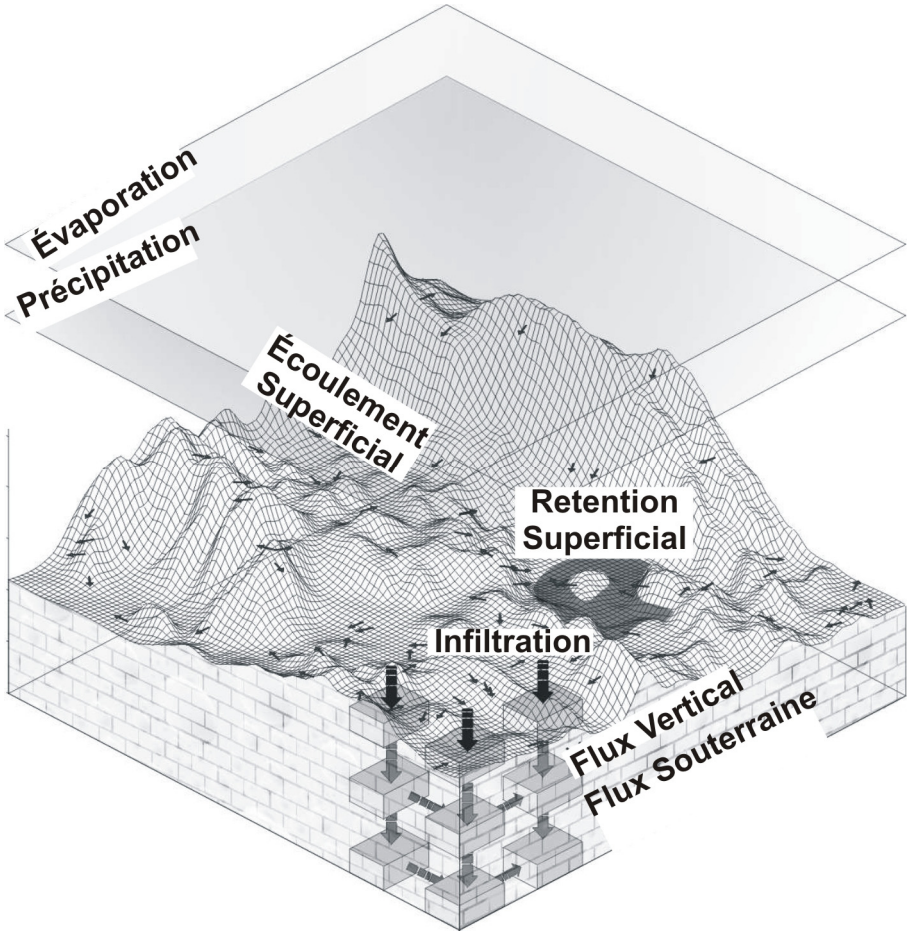

Fig.3.15 Structure du modèle représentant les processus d'écoulement et de transport dans le karst.

Les précipitations observées dans les stations météorologiques sont considérées comme la source de recharge de l'aire du modèle. Les stations sont identifiées par leurs coordonnées topographiques dans le modèle. Ce dernier vérifie les enregistrements pluviométriques au niveau des stations à chaque pas de temps pendant la simulation pour savoir si des événements pluvieux ponctuels sont enregistrés pendant ces pas de temps. A chaque pas de temps, si un événement pluvieux est enregistré dans une ou plusieurs stations de l'aire du modèle, les valeurs sont interpolées à l'ensemble des cellules. L'évapotranspiration potentielle est aussi prise en compte dans le modèle au niveau de sites d'observation, et extrapolée sur l'ensemble de l'aire du modèle. La recharge nette correspond au surplus de pluie après évapotranspiration. Dans le cas où l'évapotranspiration est supérieure aux précipitations totales, le déficit est comblé par prélèvement sur le stock de surface (s'il existe).

L'infiltration a lieu au niveau des unités géologiques perméables identifiées par une valeur de "Géocode" positive. Les sources d'infiltration sont les surplus de pluies, l'ensemble des eaux provenant de cellules amont sous forme d'écoulement de surface, et la réserve de surface de la cellule correspondant au pas de temps précédent. Dans le modèle l'infiltration est simulée soit comme un processus concentré soit comme un processus diffus. Si la cellule correspond à une cavité, toute l'eau de la recharge va s'infiltrer vers la couche supérieure dans un intervalle de

temps particulier sous forme de recharge ponctuelle/concentrée, et la réserve de surface sera nulle. En l'absence de cavité, il y aura de l'infiltration Hortonienne pour une recharge diffuse.

Les écoulements de surface peuvent avoir lieu aussi bien dans les cellules géocodées positives que négatives lorsque la réserve de surface est disponible. Un "Géocodage" négatif veut dire que l'unité géologique ne permet pas à l'eau de s'infiltrer, ce qui signifie que toute l'eau va s'écouler en surface. Dans les cellules géocodées positivement, il y a de l'écoulement en surface si de l'eau est encore disponible après la phase d'infiltration dans le pas de temps considéré. L'eau en surface peut correspondre à l'excédent après l'infiltration, mais peut aussi provenir des cellules amont. La direction de l'écoulement de surface dépend de la valeur de forme de la cellule. L'eau peut s'écouler vers l'une des huit cellules voisines suivant la direction imposée par cette valeur. L'écoulement de surface par unité de largeur de la cellule est calculé par l'équation déplacement donnée ci-dessous.

Pour un pas de temps donné, le volume d'eau restant après que tous les processus hydrologiques aient eu lieu est appelé réserve de surface, et est calculé pour chaque pas de temps par l'équation bilan:

$$Sstor = Sstor(t-\Delta t) + P(t) + OFlowUp(t) - Et(t) – I(t) - OFlowDown(t)$$

L'écoulement de surface provenant des cellules amont (OFlowUp(t)) , les précipitations (P(t)) et la réserve de surface du pas de temps précédent (Sstor(t-Δt)) représentent les gains de l'équation bilan, tandis que l'évapotranspiration (Et(t)), l'infiltration (I(t)), et les écoulements de surface vers les cellules aval (OFlowDown(t)) représentent les pertes au niveau de la surface du terrain.

Le processus d'écoulement de cellule en cellule est simulé par l'équation 3.22. L'écoulement entre les cellules en fonction du temps dépend de la constante de stockage (K), qui représente le temps de renouvellement du réservoir. Chaque cellule peut être alimentée ou drainée par les six cellules voisines. La répartition de l'écoulement entre les cellules voisines est estimée par le gradient volumétrique entre les cellules. Le modèle calcule les volumes des cellules voisines et les compare à celui de la cellule considérée. Si les volumes des cellules voisines sont inférieurs à celui de la cellule considérée, la répartition de l'écoulement au niveau de la cellule est estimée à partir du pourcentage que représente l'ensemble des gradients avec les cellules voisines. Il n'y a pas d'écoulement vers les cellules dont le volume d'eau est supérieur à celui de la cellule considérée, ainsi que vers les cellules qui ont atteint leur volume maximal.

La porosité de la cellule est un facteur important pour définir les trajectoires d'écoulement dans le karst. S'il existe dans la cellule une cavité, un conduit, ou d'autres caractéristiques similaires de porosité secondaire, il se peut que la porosité atteigne 100%. Toute valeur connue de porosité secondaire risque d'affecter la représentativité du modèle.

Le modèle prévoit un mouvement des eaux souterraines descendant, au niveau de la cellule la plus basse vers l'extérieur de la zone du modèle, mais ne prévoit pas le mouvement inverse. La libération d'eau de la zone du modèle vers l'extérieur peut être interprétée comme une circulation profonde, ou stockage inactif dans la région modélisée. Pour simuler les relations avec les aquifères voisins, les cellules externes prennent en compte une recharge sous forme d'un flux imposé au niveau des limites horizontales du modèle.

Le modèle d'écoulement génère les hydrographes de débit des cellules représentant les sources intéressantes. Les paramètres de calage sont la constante d'emmagasinement (K) et la constante d'infiltration.

3.4.2.3 MODELE DE TRANSPORT

L'écoulement souterrain dans le karst est simulé par la technique de l'écoulement orienté, tandis que le processus de transport est simulé par l'approche à cellules de mélange. Le modèle est conçu pour simuler les distributions spatiales et temporelles pour un nombre de traceurs allant jusqu'à cinq (isotopes, chlorofluorocarbones, conductivité électrique, chlorure, etc.) conservatifs (non-réactifs) dans les eaux souterraines. Le modèle ne simule que le transport par advection et ne prend pas en compte les processus de dispersion et de diffusion. Le processus de transport est simulé à partir de l'Eq 3.17 sous sa forme explicite:

$$C_{i,j,k}^{t+\Delta t} = C_{i,j,k}^{t} + \frac{\Delta t}{n}\left[\begin{array}{l} -\dfrac{q_{i,j+1/2,k}^{t+\Delta t} C_{i,j+1/2,k}^{t} - q_{i,j-1/2,k}^{t+\Delta t} C_{i,j-1/2,k}^{t}}{\Delta x_j} \\ -\dfrac{q_{i+1/2,j,k}^{t+\Delta t} C_{i+1/2,j,k}^{t} - q_{i-1/2,j,k}^{t+\Delta t} C_{i-1/2,j,k}^{t}}{\Delta y_i} \\ -\dfrac{q_{i,j,k+1/2}^{t+\Delta t} C_{i,j,k+1/2}^{t} - q_{i,j,k-1/2}^{t+\Delta t} C_{i,j,k-1/2}^{t}}{\Delta z_k} \end{array}\right] \qquad \textbf{(3.23)}$$

Cette forme explicite de l'équation peut être résolue directement pour $C(t+\Delta t)_{i,j,k}$. La valeur de la concentration est calculée pour chaque cellule à chaque pas de temps et le modèle produit des graphes de concentrations en fonction du temps pour des cellules déterminées.

La formule explicite de l'équation de transport par advection (Eq.3.23) est affectée par de la dispersion numérique due à l'erreur de troncature de l'équation partielle différentielle de transport (Eq.3.14). L'utilisation d'un maillage fin et de pas de temps plus courts permet de minimiser cette dispersion numérique. Les pas de temps du transport devraient être:

$$\Delta t \le \frac{1}{\dfrac{q_x}{\Delta x} + \dfrac{q_y}{\Delta y} + \dfrac{q_x}{\Delta z}} \qquad \textbf{(3.24)}$$

L'espacement du maillage et les intervalles de temps du modèle sont déterminés par l'utilisateur au début de la simulation et les composantes de débit spécifique sont calculées en

fonction de ces intervalles prédéterminés. Les pas de temps pour le transport sont alors estimés par le modèle suivant l'équation 3.24 pour chaque pas de temps du modèle. En fonction de la taille du maillage et de la vitesse des eaux souterraines, le nombre de pas de temps de transport risque d'augmenter considérablement.

3.4.3 CONCLUSIONS

L'approche par cellules de mélange associée à la technique d'écoulement orienté est utilisée pour la simulation de la dynamique de transport et de l'écoulement des eaux souterraines de systèmes aquifères karstiques à grande échelle. Le modèle est développé de manière à être compatible avec une structure de traitement des données de type SIG. La configuration des cellules, le système géologique et hydrogéologique et les épisodes de recharge et de vidange sont tous représentés par des données spatialisées. Ceci facilitera l'association future du modèle à un SIG.

Des modèles à compartiments discrétisés comme ceux proposés par (Campana et Mahin 1985; Yurtsever et Payne 1978; Van Ommen 1985; Simpson et Duckstein 1976) sont les travaux préliminaires sur la modélisation à paramètres distribués des isotopes de l'environnement. Ces études ont fourni les temps de renouvellement et le volume dynamique de compartiments représentant des parties de système aquifère, en calant/ la teneur isotopique ainsi que le taux d'écoulement au niveau de l'unique exutoire du système. Le modèle proposé dans cette étude diffère de ces travaux initiaux par le fait qu'il donne les teneurs isotopiques à la sortie et les taux d'écoulement pour chaque cellule du système et permet une estimation des variables de calage au niveau de plusieurs exutoires (sources, puits, etc.). La structure du modèle est similaire à celle des modèles d'écoulement en différences finies comme MODFLOW (McDonald et Harbauch 1988) en ce qui concerne la conception du maillage et la structure discrétisée des équations d'écoulement et de transport. Comme dans les modèles déterministes d'écoulement souterrain et de transport, le modèle implique d'avoir un grand nombre de données pour définir l'ensemble des paramètres en chaque noeuds du maillage, et il est fondamentalement impossible d'obtenir une unique solution, c'est pourquoi les paramètres et les variables obtenus à partir du modèle ne constituent pas les valeurs réelles et uniques représentatives du système physique. Il ne s'agit que de valeurs approximatives obtenues à partir d'une connaissance limitée du système. La connaissance de la distribution spatiale et temporelle des données entrantes (recharge, concentration), ne sera peut être pas satisfaisante et dépend de la taille et de la complexité du système aquifère. Par conséquent, le calage du modèle n'abouti pas forcément à une concordance parfaite avec les données observées. Cependant, une bonne représentation des distributions de débit et de concentration devrait être atteinte au niveau de l'ensemble des points d'observation. Le calage peut également être affecté par l'utilisation de plusieurs variables de transport (les isotopes, les CFC, les variables hydrochimiques, etc.) ainsi que par la prise en compte de plusieurs exutoires du système.

Le programme du modèle et la base de données des échantillons peuvent être demandé auprès de l'auteur à tezcan@hacettepe.edu.tr.

3.5 RESUME ET CONCLUSIONS

Les trois modèles décrits précédemment montrent l'utilité et le niveau de sophistication des modèles à compartiments ou à cellules de mélange. Dans ce paragraphe nous allons résumer les résultats et discuter de l'avenir de cette approche.

Le modèle à compartiments de Campana est le plus facile d'utilisation, mais il prend en compte moins de contraintes que les autres modèles. Il peut être utilisé comme un modèle "autonome" ou couplé avec un modèle d'écoulement. Son succès dépend largement des compétences du modélisateur et de sa bonne connaissance de la zone à modéliser. Le modèle peut s'appliquer dans une zone où il y a peu de données, avec l'idée d'orienter la collecte des données futures et les travaux de construction d'un modèle. De façon évidente, le modèle est amélioré et offre une base physique moins fragile lorsqu'on utilise un algorithme relatif à un réservoir linéaire pour calculer les débits entre les cellules; mais on peut également utiliser des équations de type Darcy. Adar et ses collègues ont utilisé une telle approche ainsi que de la programmation linéaire et non-linéaire pour contraindre encore plus les modèles à compartiments. Le modèle de Campana a l'avantage de calculer les distributions des âges et des temps de résidence, bien que ces calculs doivent être étendus aux écoulements transitoires.

L'approche d'Harrington montre l'un des points forts du modèle à compartiments – l'approche qui utilise les isotopes environnementaux: sa capacité à contraindre les modèles à base physique, de l'écoulement souterrain. Cependant, en effectuant des simulations en régime transitoire sur des milliers d'années, le modélisateur peut avoir des difficultés concernant l'estimation du signal d'entrée en ^{14}C durant cette période de temps. Ceci ajoute aux résultats des incertitudes supplémentaires. Les mêmes problèmes se présentent si on utilise d'autres isotopes environnementaux. Les prochaines étapes pour l'approche d'Harrington sont, une simulation en trois dimensions et l'utilisation d'autres isotopes environnementaux (pourquoi pas en les associant).

Le modèle de Tezcan est un modèle hautement performant et fortement intégrateur, car il combine l'approche à cellules de mélange pour le transport, avec la théorie du réservoir linéaire pour l'écoulement, les processus de sub-surface (infiltration, ruissellement, etc.), et les analyses de terrain, le tout dans une structure de type SIG. Le modèle de Tezcan est particulièrement adapté aux aquifères de type karst ou de roches fissurées, pour lesquels la loi de Darcy ne s'applique généralement pas et les approches basées sur le REV sont discutables. La prochaine étape pour un tel modèle sera une approche totalement fondée sur le SIG.

Les prochains efforts de recherche devront se porter sur les points suivants:

1) Une investigation continue de l'approche réservoir linéaire et non linéaire pour traiter les effets transitoires

2) Des contraintes plus importantes au niveau de l'estimation des paramètres dans le modèle de Campana

3) Le développement d'équivalents transitoires aux distributions des temps de résidence en régime permanent

4) Des applications plus poussées de l'approche d'Harrington, concernant l'extension à trois dimensions et l'utilisation de traceurs environnementaux multiples

5) Une étude sur l'utilité des modèles à compartiments pour les recherches en paléoclimatologie et paléohydrologie

6) L'utilisation des modèles à compartiments comme modèles de transport de contaminant

7) Le couplage des modèles géochimique et à compartiments

8) La mise à disposition de logiciels conviviaux.

REFERENCES

Adar, E.M., Neuman, S.P., 1986. The use of environmental tracers (isotopes and hydrochemistry) for quantification of natural recharge and flow components in arid basins. Proc. 5th International Symposium on Underground Tracing, Athens, Greece: 235-253.

Adar, E.M., Neuman, S.P., Woolhiser, D.A., 1988. Estimation of spatial recharge distribution using environmental isotopes and hydrochemical data. I. Mathematical model and application to synthetic data. J. Hydrol., Vol. 97: 251-277.

Adar, E.M., Neuman, S.P., 1988. Estimation of spatial recharge distribution using environmental isotopes and hydrochemical data. II. Application to Aravaipa Valley in Southern Arizona, USA. J. Hydrol., Vol. 97: 297-302.

Adar, E. , Sorek, S., 1989. Multi-compartmental modeling for aquifer parameter estimation using natural tracers in non-steady flow. Advances in Water Resources, Vol. 12: 84-89.

Adar, E., Sorek, S., 1990. Numerical method for aquifer parameter estimation utilizing environmental tracers in a transient flow system. MODELCARE 90. Proc. Intern. Conf. on Calibration and Reliability in Groundwater Modeling, The Hague, Holland, K. Kover, (ed.), IAHS Publ. No. 195: 135-148.

Allison, G.B., Hughes, M.W., 1975. The use of environmental tritium to estimate recharge to a South Australian aquifer. J. Hydrol., Vol. 26: 245-254.

Bajracharya, K., Bary, D.A., 1994. Note on common mixing cell models. J. Hydrol., Vol. 153: 189-214.

Bear, J., 1979. Hydraulics of Groundwater. McGraw Hill: pp 567.

Bentley, H.W., Phillip, F.M., Davis, S.N., Habermehl, M.A., Airey, P.L., Calf, G.E., Elmore, D., Gove, H.E., Torgersen, T., 1986. Chlorine-36 dating of very old groundwater I. The Great Artesian Basin, Australia, Water Resources Res., Vol. 22, No. 13: 1991-2001.

Burbey, T.J., Prudic, D.E., 1991. Conceptual evaluation of regional ground-water flow in the carbonate- rock province of the Great Basin, Nevada, Utah, and adjacent states. U.S.Geol. Surv. Profess. Paper 1409-D: pp 84.

Campana, M.E., 1975. Finite-state models of transport phenomena in hydrologic systems. Ph.D. dissertation, University of Arizona, Tucson, pp. 252.

Campana, M.E., Simpson, E.S., 1984. Groundwater residence times and recharge rates using a discrete state compartment model and C-14 data. J. Hydrol., Vol. 72: 171-185.

Campana, M.E., Mahin, D.A., 1985. Model-derived estimates of groundwater mean ages, recharge rates, effective porosities and storage in a limestone aquifer. J. Hydrol., Vol.76: 247-264.

Campana, M.E., 1987. Generation of ground-water age distributions. Ground Water, Vol. 25, No. 1: 51-58.

Campana, M.E., Byer, R.M., 1996. A conceptual evaluation of regional groundwater flow, southern Nevada-California, USA. Environmental and Engineering Geoscience Vol. II, No. 4: 465-478.

Campana, M.E., in press. Compartment model simulation of ground-water flow systems. In Use of Isotopes for Analyses of Flow and Transport Dynamics in Groundwater Systems. IAEA-TECDOC, Vienna.

Clark, I.D., Fritz, P., Quinn, O.P., Rippon, P.W., Nash, H., Sayyid Barghash Bin Ghalib Al Said, 1987. Modern and fossil groundwater in an arid environment: a look at the hydrogeology of Southern Oman. Isotope Techniques in Water Resources Development, IAEA, Vienna: pp167-187.

Dooge, J.C.I., 1960. The routing of groundwater recharge through typical elements of linear storage. Publ. 52, General Assembly of Helsinki, Intern. Assn. of Sci. Hydrology, 2: 286-300.

Dooge, J.C.I., 1973. Linear theory of hydrologic systems. Technical Bulletin 1468, U.S. Dept. of Agriculture, pp 327.

Edmunds, W.M., Wright, E.P., 1979. Groundwater recharge and palaeoclimate in the Sirte and Kufra Basins, Libya. J. Hydrol., Vol. 40: 215-241.

Feeney, T.A., Campana, M.E., Jacobson, R.L., 1987. A deuterium-calibrated groundwater flow model of western Nevada Test Site and vicinity. Water Resources Center, Desert Research Institute, Reno, Nevada, Publ. No. 45057: pp 46.

Fontes, J.Ch., Andrews, J.N., Edmunds, W.M., Guerre, A., Travi, Y., 1991. Palaeorecharge by the Niger River (Mali) deduced from groundwater geochemistry. Water Resources Res., Vol. 27, No. 2: 199-214.

Harrington, G.A., Walker, G.R., Love, A.J., Narayan, K.A., 1999. A compartmental mixing-cell approach for quantitative assessment of groundwater dynamics in the Otway Basin, South Australia. J. Hydrol., Vol. 214: 49-63.

Kirk, S.T., Campana, M.E., 1990. A deuterium-calibrated groundwater flow model of a regional carbonate-alluvial system. J. Hydrol., Vol. 119: 357-388.

Love, A.J., 1992. Groundwater Flow Systems: Past and Present, Gambier Embayment, Otway Basin, South-East Australia. MSc thesis, School of Earth Sciences, Flinders University of South Australia.

Love, A.J., Herczeg, A.L., Leaney, F.W., Stadter, M.F., Dighton, J.C., Armstrong, D., 1994. Groundwater residence time and palaeohydrology in the Otway Basin, South Australia: ^{2}H, ^{18}O and ^{14}C data. J. Hydrol., Vol. 153: 157-187.

Love, A.J., Herczeg, A.L., Walker, G.R., 1996. Transport of water and solutes across a regional aquitard inferred from porewater deuterium and chloride profiles: Otway Basin, Australia. Isotopes in Water Resources Management. IAEA, Vienna: 73-86.

McDonald, M.G., Harbauch, A.W., 1988. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. Techniques of Water Resources Investigations of the U.S.Geol. Surv., Book 6, Ch. A1: pp 586.

Malmberg, G.T., T.E. Eakin, 1962. Ground-water appraisal of Sarcobatus Flat and Oasis Valley, Nye and Esmeralda Counties, Nevada. Nevada Dep. of Conservation and Natural Resources, Ground Water Resource Reconnaissance Series Report 10: pp 39.

Mandeville, A.N., O'Donnell, T.,1973. Introduction of time variance to linear conceptual catchment models. Water Resources Res., Vol. 9, No. 2: 298-310.

Mazor, E., Verhagen, B.T., Sellschop, J.P.F., Robins, N.S., Hutton, L.G., 1974. Kalahari groundwaters: their hydrogen, carbon and oxygen isotopes. Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, IAEA, Vienna: 203-225.

Mifflin, M.D., J.W. Hess, 1979. Regional carbonate flow systems in Nevada. Journal of Hydrology, Vol. 43: 217-237.

Plume, R.W., 1996. Hydrogeologic framework of the Great Basin region of Nevada, Utah, and adjacent states. U.S.Geol. Surv. Profess. Paper 1409-B: pp 64.

Przewlocki, K., Yurtsever, Y., 1974. Some conceptual mathematical models and digital simulation approach in the use of tracers in hydrological systems. Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, IAEA, Vienna: 425-450.

Rao, B., Hathaway, D., 1989. A three-dimensional mixing-cell solute transport model and its application. Ground Water, Vol. 27, No. 4: 509-516.

Rice, W.A., 1984. Preliminary two-dimensional regional hydrologic model of the Nevada Test Site and vicinity. Sandia National Laboratories, Albuquerque, New Mexico, Report SAND 83-7466: pp 44.

Rush, F.E., 1970. Regional groundwater systems in the Nevada Test Site area, Nye, Lincoln, and Clark Counties, Nevada. Nevada Dep. of Conservation and Natural Resources, Ground Water Resource Reconnaissance Series Rep. 54: 25p.

Sadler, W.R., 1990. A deuterium-calibrated discrete-state compartment model of regional groundwater flow, Nevada Test site and vicinity. M.S. thesis, University of Nevada, Reno: pp 249.

Simpson, E.S., Duckstein, L., 1976. Finite-state mixing-cell models. In Karst Hydrology and Water Resources, Vol. 2, V. Yevjevich (ed.). Water Resources Publications, Ft. Collins, CO.: 489-512.

Tezcan, L., in press. Distributed modeling of flow and transport dynamics in large scale karst aquifer systems by environmental isotopes. In: Use of Isotopes for Analyses of Flow and Transport Dynamics in Groundwater Systems. IAEA-TECDOC, Vienna.

Van Ommen, H.C., 1985. The “mixing-cell” concept applied to transport of non-reactive and reactive components in soils and groundwater. J. Hydrol., Vol. 78: 201-213.

Waddell, R.K., 1982. Two-dimensional, steady-state model of groundwater flow, Nevada Test Site and vicinity, Nevada-California. U.S.Geol. Surv.-Resources Investigations Report 81-4085: 71.

Walker, G.E., Eakin, T.E., 1963. Geology and groundwater of Amargosa Desert, Nevada-California. Nevada Dep. of Conservation and Natural Resources, Ground Water Resource Reconnaissance Series Rep. 14: pp 45.

White, A.F., Chuma, N.J., 1987. Carbon and isotopic mass balance of Oasis Valley-Fortymile Canyon groundwater basin, southern Nevada. Water Resources Research, Vol. 23, No. 4: 571-582.

Winograd, I.J., Friedman, I. 1972. Deuterium as a tracer of regional groundwater flow, southern Great Basin, Nevada-California. Geol. Soc. of America Bull., Vol. 83, No. 12: 3691-3708.

Winograd, I.J., Thordarson, W., 1975. Hydrogeologic and hydrochemical framework, south-central Great Basin, Nevada-California, with special reference to the Nevada Test Site. U.S.Geol. Surv. Profess. Paper 712-C: pp 92.

Winograd, I.J., Pearson, F.J. 1976. Major carbon-14 anomaly in a regional carbonate aquifer: possible evidence for megascale channeling, south central Great Basin. Water Resources Res., Vol. 12, No. 6: 1125-1143.

Yurtsever, Y., Payne, B.R., 1978. A digital simulation approach for a tracer case in hydrological system (multi-compartmental mathematical model). Proc. Intern. Conf. on Finite Elements in Water Resources, London.

Yurtsever, Y., Payne, B.R., 1985. Time-variant linear compartmenal model approach to study flow dynamics of a karstic groundwater system by the aid of environmental tritium (a case study of south-eastern karst area in Turkey). Proc. Symp. on Karst Water Resources, Ankara-Antalya, July 1985, IAHS Pub. No. 161: 545-561.

Yurtsever, Y., Payne, B.R., 1986. Mathematical models based on compartmental simulation approach for quantitative interpretation of tracer data in hydrological systems. Proc. 5th Intern. Symp. on Underground Water Tracing, Inst. Geol. and Min. Explor., Athens, Greece: 341-353.

Yurtsever, Y., Payne, B.R., Gomez, M., 1986. Use of linear compartmental simulation approach for quantitative identification of isotope data under time variant flow conditions. Mathematical Models for Interpretation of Isotope Data in Groundwater Hydrology, IAEA, Vienna: 203-222.

Yurtsever, Y., Buapeng, S., 1991. Compartmental modelling approach for simulation of spatial isotopic variations in the study of groundwater dynamics, A case study of a multi-aquifer system in the Bangkok Basin, Thailand. Isotopic Techniques in Water Resources Development, IAEA, Vienna: 291-308.

Zheng, C., Bennett, G.D., 1995. Applied Contaminant Transport Modeling: Theory and Practice. Van Nostrand Reinhold: pp 440.